

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
MYJAVSKEJ PAHORKATINY,
BREZOVSKÝCH A ČACHTICKÝCH
KARPÁT

1:50 000

JOZEF SALAJ—AUGUSTÍN BEGAN—JOZEF HANÁČEK—JÁN MELLO—
EUGEN KULLMAN—ANNA ČECHOVÁ—PETER ŠUCHA

Zostavil

JOZEF SALAJ



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

JOZEF SALAJ—AUGUSTÍN BEGAN—JOZEF HANÁČEK—JÁN MELLO—
EUGEN KULLMAN—ANNA ČECHOVÁ—PETER ŠUCHA

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
MYJAVSKEJ PAHORKATINY,
BREZOVSKÝCH A ČACHTICKÝCH
KARPÁT

1:50 000

Zostavil:
JOZEF SALAJ

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

Vedecký redaktor:
RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Redakčný okruh:
RNDr. Augustín BEGAN, CSc., RNDr. Jozef BEŇKA, CSc., RNDr. Vladimír DOVINA,
CSc., RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Rudolf GABČO, RNDr. Jaroslav LEXA,
CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Igor MODLITBA, CSc., RNDr. Dušan ONAČILA,
RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Jozef SALAJ, DrSc.

Odborný recenzent:
RNDr. Eduard KÖHLER, CSc.

OBSAH

Predslov (J. Salaj)	9
I. Myjavská pahorkatina a príľahlá časť Bielych Karpát (A. Began – J. Salaj)	11
Úvod	11
Prehľad starších výskumov	12
Litológia a stratigrafia Myjavskej pahorkatiny a časti Bielych Karpát	14
Bradlové pásmo	14
Čorštýnska sekvencia	14
Kysucká sekvencia	16
Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny (J. Salaj – A. Began)	18
Vývoj Bradla	19
Brezovská skupina	19
Myjavská skupina	29
Vývoj Starej Turej	31
Vývoj Surovína	34
Rašovský vývoj	38
Klappská jednotka (A. Began – J. Salaj)	39
Drietomská sekvencia	39
Magurský paleogén (A. Began – J. Salaj)	45
Tektonika (A. Began – J. Salaj)	45
Hydrogeologické pomery Myjavskej pahorkatiny a príľahlej časti Bielych Karpát (A. Čechová)	50
II. Brezovské Karpaty (J. Mello)	54
Úvod	54
Predsenónske litostratigrafické jednotky Brezovských Karpát	55
Nedzovský príkrov	55
Jablonická skupina	55
Hrušovská skupina	68
Senónske litostratigrafické jednotky	72
Brezovská skupina	72
Vývoj Bradla (južný)	72
Tektonika	74
Predsenónske štruktúry	74
Chočský príkrov	74
Nedzovský príkrov	75
Laramské až polaramské štruktúry	75
Štruktúra Klenovej	75
Štruktúra Plešivej hory	76
Dobrovodská prešmykovo-zlomová zóna	76

Hydrogeológia Brezovských Karpát (E. Kullman)	77
III. Čachtické Karpaty (J. Hanáček)	80
Úvod	80
Prehľad doterajších výskumov	81
Predsenónske litostratigrafické jednotky	83
Nedzovský príkrov	83
Jablonická skupina	83
Hrušovská skupina	92
Senónske litostratigrafické jednotky	98
Brezovská skupina	98
Tektonika	99
Krasové útvary	103
Hydrogeológia Čachtických Karpát (E. Kullman)	105
IV. Neogén (A. Began – J. Salaj)	108
V. Kvartér (A. Began – J. Hanáček – J. Salaj)	112
VI. Výsledky geofyzikálnych výskumov a reinterpretácia stavby územia na základe novších poznatkov (P. Šucha – J. Salaj)	117
Gravimetria (P. Šucha)	117
Seizmika	118
Geomagnetika	118
Geoelektrika	119
Reinterpretácia výsledkov z vrtu Lu-1 (J. Salaj)	119
VII. Paleogeografický a geomorfologický vývoj Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát (J. Salaj – J. Hanáček)	122
VIII. Geofaktory životného prostredia (A. Began)	127
IX. Nerastné suroviny a prognózne zhodnotenie územia (J. Hanáček)	129
Rudné výskyty	129
Nerudné nerastné suroviny	130
Pevné a plynné uhľovodíky	148
Prognózne ocenenie územia mapy z hľadiska výskytu nerastných surovín	149
Literatúra	154
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I–XXXI	165
Anglické resumé – J. Salaj et al.	174

Explanations for geological map of Myjavská pahorkatina, Čachtické and Brezovské Karpaty Mts.	174
A. Pre-Senonian lithographic units in Inner Carpathians	174
I. The Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.	174
II. Myjavská pahorkatina upland and Biele Karpaty Mts.	175
III. Klippen Belt	175
B. Senonian and Paleogene Gosau facies in Myjavská pahorkatina upland	175
C. Paleogene	176
D. Neogene	176
E. Quaternary	176
F. Paleogeographic-tectonic development of region	177
G. Mineral raw-materials	180
List of text-figures	180

Fotografická príloha – Photographs (I–XXXI)

PREDSLOV

Geologická mapa a vysvetlivky regiónu Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát v mierke 1:50 000 pojednávajú o území, ktoré patrí hlavne k pribradlovej zóne a ktoré nadväzuje na severovýchodné pokračovanie Malých Karpát. Zároveň však tvorí severovýchodné ohraničenie viedenskej panvy.

Z hospodárskeho hľadiska reprezentuje táto časť územia dôležitý a perspektívny región, v ktorom sú reálne predpoklady výskytu ropy a zemného plynu. Výskyt zemného plynu bol zaznamenaný vo vrte Lu-1 lokalita Lubina (B. LEŠKO a kol. 1978). Pre bližšie objasnenie značne komplikovanej geologickej stavby, a to aj vo vzťahu k ropnej geológii, bola tomuto regiónu venovaná mimoriadne veľká pozornosť. Ide predovšetkým o nadväznosť jednotlivých tektonických jednotiek predmetného územia s jednotkami Severných vápencových Álp a ich pokračovanie v podloží terciéru viedenskej panvy tak rakúskej, ako aj v jej československej časti.

Mapa i vysvetlivky sú výsledkom kolektívnej práce výskumných pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra. Pri zostavovaní mapy a vysvetliviek sa použili hlavne výsledky štúdií autorov, ako aj citované publikované i nepublikované práce iných autorov. Jednotliví autori geologickej mapy sú uvedení v prehľade mapovania a v obsahu vysvetliviek.

Hlavnou náplňou vysvetliviek je ozrejenie geologickej stavby myjavskeho úseku (Podbranc – Ivanovská dolina), bradlového úseku (čorštynská a kysucká sekvencia) a klapského pásma (drietomská sekvencia), ako aj gosauskej kriedy a paleogénu (vývoj Bradla, vývoj Starej Turej, vývoj Surovína a rašovský vývoj) Myjavskej pahorkatiny. Magurský paleogén sa skúmal len okrajovo, a to v stykovej zóne s bradlovým pásmom.

Mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát je spracované ako dve samostatné oblasti. Názorová rozdielnosť o tomto mezozoiku sa týka hlavne pôvodného paleogeografického rozmiestnenia sedimentačného priestoru. J. Salaj – J. Hanáček zastávajú názor, že toto mezozoikum tvorilo pôvodne okraj sz. časti západokarpatskej platne, ktorá bola počas albsko-cenomanských tektonických pochodov obdukčne nasunutá do bradlového sedimentačného priestoru. Tento názor podporuje valúnový mezozoický materiál v albsko-cenomanských zlepencoch pásma Vrzávky, ako aj v albe klapskej sekvencie stredného Považia, ktoré sú svojím zložením podobné mezozoiku Čachtických a Brezovských Karpát. (A. BEGAN – J. SALAJ 1978). Táto skutočnosť umožňuje zastávať aj názor, že Brezovské a Čachtické Karpaty reprezentujú zachovaný zvyšok klapskej (=ultrapieninskej) kordiliery, na ktorú neskôr transgredovalo gosauské more. Laramská fáza vrásnenia sa prejavila len lokálnym prerušením sedimentácie (vývoj Bradla). Hlavnou fázou vrásnenia bola však sávska fáza, ktorá sa podieľala najviac na dnešnej tektonickej stavbe tohto územia, s výraznými dozvukmi tektonickej aktivity ešte v spodnom miocéne (pred vrchným karpatom). Mladšie pomiocénne neotektonické pochody, o existencii ktorých nepochybujeme, sa dosť ťažko v oblasti Myjavskej pahorkatiny dokazujú, vzhľadom na značnú zahľinenosť terénu.

Ďalší názor zastáva J. Mello, ktorý súhlasne s D. ANDRUSOVOM – J. BYSTRICKÝM – O. FUSÁNOM (1973) situuje už pôvodný sedimentačný priestor mezozoika „chočského“ (=lunzskeho, J. SALAJ – A. BEGAN 1983) a nedzovského (= ötscherskeho) príkrovu Brezovských Karpát do zóny medzi veporikom a gemerikom, resp. silicikom. Príkrovy z tejto oblasti boli nasunuté v turóne (pred transgresiou koňaku) do oblasti ich dnešného výskytu.

Hydrogeológia je spracovaná samostatne pre každú oblasť, t.j. pre kriedu a paleogén Myjavskej pahorkatiny i pre Brezovské a Čachtické Karpaty.

Neogén a kvartér okrajovej časti viedenskej panvy, dobrovodskej depresie, vačavskej kryhy a severného výbežku Trnavskej tabule, príľahlej k Brezovským a Čachtickým Karpátom sú spracované jednotne pre celý región.

Súčasťou vysvetliviek sú ďalšie kapitoly, dôležité pre úplnú charakteristiku regiónu v rámci jednotnej koncepcie GÚDŠ z hľadiska geofyzikálneho preskúmania a reinterpretácie územia na základe novších poznatkov; z hľadiska paleogeografického a geomorfologického vývoja Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Ďalej sú vo vysvetlivkách zahrnuté geofaktory životného prostredia, nerastné suroviny a prognózne zhodnotenie celého územia.

Vysvetlivky sú ilustrované textovými prílohami (18), fotografickými tabuľkami (31) a rozsiahlym zoznamom citovanej literatúry.

I. MYJAVSKÁ PAHORKATINA A PRIĽAHLÁ ČASŤ BIELYCH KARPÁT

ÚVOD

Skúmaná oblasť zaberá podľa najnovšieho geografického členenia E.MA-ZÚRA a M. LUKNIŠA (1978) územie Myjavskej pahorkatiny. Na západe je vymedzená podbrančskými bralami, na východe údolím Klanečnice, na severe bradlovým pásmom a magurským paleogénom, na juhu mezozoikom Malých Karpát.

Z uvedeného územia okrem menších tematických prác litologicko-biostratigrafického charakteru boli zostavené aj geologické mapy v mierke 1:25 000, a to časť, zaberajúca bradlové pásmo, vrchnú kriedu a paleogén myjavskeho vývinu, ako aj neogén. Ide o listy Myjava, Turá Lúka, Stará Turá, Hrachovište, Sobotište, Jablonica, Brezová pod Bradlom, Vrbové, Smolenice, Dechtice a Nové Mesto nad Váhom. Prvé štyri listy tvoria súčasť listu Myjava 1:50 000. Ostatné listy zasahujú do regiónu Brezovských a Čachtických Karpát.

Úlohou skúmania tohto územia, ktoré je dokumentované predloženou mapou a textovými vysvetlivkami, bolo podať na základe poznatkov získaných podrobným geologickým mapovaním spolu s litofaciálnym a biostratigrafickým výskumom náčrt geologickej stavby Myjavskej pahorkatiny so zreteľom na tektonickú i paleogeografickú charakteristiku, ako sa javia na základe najnovších výsledkov výskumu.

Na riešenie tejto úlohy bola použitá predovšetkým metodika podrobného geologického mapovania a detailnej stratigrafie. V mierke 1:10 000 bolo zmapované územie bradlového pásma a určitá časť vrchnej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Niektoré časti boli prevzaté z geologických máp 1:25 000. Geologické mapovanie vykonal dr. J. Haško v bradlovom pásme, ostatné územie mapoval a reambuloval dr. A. Began a dr. J. Salaj, ktorí nakreslili aj priloženú geologickú mapu územia v mierke 1:50 000 a napísali aj textové vysvetlivky. Geologické mapovanie bolo sprevádzané litofaciálnym a petrografickým štúdiom jednotlivých litoácií. Charakteristiku niektorých súvrství a paleogénu urobila dr. A. Kullmanová, ťažké minerály kvartéru vyhodnotil dr. J. Horniš a výbrusový materiál z eocénnych pieskovcov vyhodnotil dr. I. Ŏurkovič. Stratigrafické členenie jednotlivých súvrství sa realizovalo hlavne na základe mikrofauny, nanoplanktónu a čiastočne i makrofauny. Mikrofaunu interpretoval dr. J. Salaj, veľké foraminifery určil dr. E. Köhler a čiastočne dr. K. Borza, ktorý vyhodnotil aj niektoré výbrusy po stránke mikrofaciálnej. Nanoplanktón z vrchnokriedových súvrství interpretovala dr. V. Gašpariková a z paleogénu doc. dr. H. Bystrická.

Na základe získaných podkladov podávame interpretáciu geologickej stavby Myjavskej pahorkatiny, ktorá sa čiastočne odlišuje od doterajších názorov, a to po stránke tektonickej i paleogeografickej.

PREHĽAD STARŠÍCH VÝSKUMOV

Územie Myjavskej pahorkatiny bolo predmetom geologických štúdií už v 2. polovici minulého storočia (D. ŠTÜR 1860), neskôr L. LÓCZY (1915). Prehľad všetkých geologických prác od najstaršieho obdobia, po vydanie prehľadných geologických máp 1:200 000 je uvedený vo vysvetlivkách k listu Gottwaldov (T. BUDAY a kol. 1963).

Pre potreby vydania geologickej mapy v mierke 1:200 000 sa intenzívnejšie zaoberal J. SALAJ; podložené štúdiom stratigrafie kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny s geologickým mapovaním v mierke 1:25 000, hlavne v rokoch 1957–1959 a prvé štúdie o Myjavskej pahorkatine publikoval v rokoch 1960, 1961, 1962. Podáva v nich charakteristiku a stratigrafiu jednotlivých litocelkov v rozmedzí koňak až stredný eocén. Predpokladá, že sedimenty vrchnej kriedy bradlového pásma a gosauského vývinu prechádzali do seba. Bradlové pásmo mapoval E. SCHEIBNER a J. ZELMAN (1959) a sedimenty vrchnej jury až strednej kriedy vystupujúce na juh od bradlového pásma zaradili k manínskej sérii.

Prvé výsledky mikropaleontologických štúdií sú v práci J. HANÁČKA (1954), kde H. Bystrická použila foraminifery pre stratigrafické začlenenie sedimentov z okolia obce Hrachovište.

D. ANDRUSOV a H. BYSTRICKÁ (1954) začlenili pestré íly zo súvrstvia pieskocov medzi Myjavou a Jablonkou do eocénu.

Stratigrafiou flyšových súvrství a pestrých slieňov na južnom svahu Bradla sa zaoberal D. ANDRUSOV a V. KANTOROVÁ (1958).

M. MIŠÍK a J. ZELMAN (1959) zistili v rifových vápencoch z okolia Starej Turej a Bradla diskocyklíny, na základe ktorých začleňujú rifové vápence do eocénu. J. SALAJ (1960) ich podobne ako riasovo-koralové vápence v okolí Polianky (hrebeň Surovín), považované za kriedu, preradil do paleocénu až spodného eocénu (J. SALAJ 1962a, b; O. SAMUEL a J. SALAJ 1961, 1963).

K. BORZA (1962) prvý podal petrografickú analýzu valúnov sedimentárnych hornín zo zlepcov v Myjavskej pahorkatine. Zvlášť vyčleňuje zlepenca gosauskej kriedy a zvlášť bradlového pásma.

E. KÖHLER (1961, 1962) na základe veľkých foraminifer upresnil stratigrafické členenie orbitoidových vrstiev Brezovského pohoria a dokázal, že vek rifových vápencov v tejto oblasti je strednopaleocénny až ypreský.

O. SAMUEL a J. SALAJ (1963) popisujú paleogénne sedimenty Myjavskej pahorkatiny a bradlového pásma s konštatovaním, že organogénne vápence nie sú zastúpené v slieňoch a flyšových faciách senónu. Paleogén gosauského vývoja spájajú s paleogénom bradlového pásma.

J. SALAJ a A. BEGAN (1963) zaviedli pre gosauskú kriedu názov brezovský vývoj centrálnokarpatského senónu a predpokladajú transgresiu piednidného mora smerom na juh už v koňaku.

Súbor poznatkov, získaných za dlhšie obdobie, predstavujú vysvetlivky k listu Myjava od autorov J. SALAJ a kol. 1965. Konštatuje sa v nich, že koňacko-vrchnoeocénne sedimenty boli iba germanotypne zvrásnené. Predpokladá sa, že sedimentácia pozvoľna prechádza až do vrchného eocénu.

D. ANDRUSOV (1965) poukazuje na náznaky prechodu od centrálnokarpatského vývinu k magurskému. Predpokladá, že ide o málo porušený paleogén. Vymedzil myjavský vývoj paleogénu s.l.

J. SALAJ a O. SAMUEL (1966) v monografii už rozčleňujú sedimenty bradlového pásma a brezovskej série, podávajúc podrobnú mikrobiostratigra-

fickú charakteristiku jednotlivých litofácií bradlového pásma i brezovskej série.

O. SAMUEL a H. BYSTRICKÁ (1968) pri stratigrafickej korelácii planktónnych foraminifer s nanoplanktónom v paleogéne uvádzajú niektoré lokality z paleogénu Myjavskej pahorkatiny, pričom ho považujú za centrálnokarpatský paleogén.

O. SAMUEL (1972) zaviedol pre paleogénne sedimenty rôzne pomenovaných pribradlových vývojov názov považsko-hanušovský paleogén, v rámci ktorého rozlíšil okrem neho i myjavský vývin s rozsahom dán až spodný priabón.

B. LEŠKO a kol. (1978) na základe vrtu Lubina-1 interpretuje sedimenty magurského paleogénu v podloží brezovskej série a strednej kriedy manínskej série ako dôsledok násunu vnútorných Karpát na magurský paleogén.

A. BEGAN, J. SALAJ, A. KULLMANOVÁ (1979) vyčlenili v kriede a paleogéne Myjavskej pahorkatiny 3 druhy vývoja. Sedimenty triasu Myjavskej pahorkatiny považovali za súčasť manínskeho sedimentačného priestoru, podobne ako celý vývoj kriedy a paleogénu.

O. SAMUEL, J. SALAJ, A. BEGAN (1980) rozčlenili vrchnokriedové a paleogénne sedimenty Myjavskej pahorkatiny na formálne litostratigrafické jednotky.

V najsevernejšej časti študovaného regiónu boli D. ANDRUSOVOM (1968) opísané albsko-turónske flyšové sedimenty pásma Vrzávky a mezozoické sedimenty dúbavského vývoja, zmapované A. BEGANOM (1969) a pričlenené do krížňanského príkrovu.

Aptsko-albské sedimenty, ktoré od Bošáce opisujú K. BORZA — E. KÜHLER — A. BEGAN — O. SAMUEL (1980) sú pričlenené k belianskej skupine krížňanského príkrovu, ktoré ako šošovky vystupujú uprostred strednokriedových sedimentov manínskej skupiny. Táto je v tektonickej pozícii voči liasu dúbavského vývoja. Z manínskej skupiny A. KULLMANOVÁ — J. VOZÁR (1980) opísali hyaloklastickú lávu v slieňoch albu. Uvedení autori porovnávajú opisované sedimenty s obdobnými sedimentmi od Bečkova a zaradili ich do beckovskej série. Prikláňajú sa k názoru M. MAHEĽA (1978), že táto séria patrí do jednotiek výsockého typu krížňanského príkrovu. Podľa M. MAHEĽA (1978) tieto sedimenty v zóne severne od Nového Mesta n/Váhom a Drietomy patria k trom rôznym tektonickým, navzájom prevrásneným jednotkám:

- keuper a rét patria k inoveckej jednotke,
- Fleckenmergel — rádiolarity, nekom a albsko-cenomanský flyš s polohami zlepencov ku krížňanskému príkrovu, interpretované ako zliechovské šupiny,
- do novostanovenej bošáckej sukcesie patria čiastočne krinoidové vápence liasu so siliciti a polohami bridličiek, dogerské silicity, hľuznaté a čiastočne krinoidové vápence malmu, nekomské hľuznaté lavicovité vápence a barémsko-aptské sivé organodetrilitické vápence.

Všetky tri uvedené jednotky podľa M. MAHEĽA (1978, str. 298) výsockého typu by mohli patriť ku krížňanskému príkrovu.

Uvedené faciálne vývoje autori pričleňujú k drietomskej sekvencii, definovanej M. RAKÚSOM (1977), ktoré, ako tento autor uvádza, sedimentovali v zóne bezprostredne priľahlej k bradlovému pásmu. Do drietomskej sekvencie boli v albe až cenománe dodávané z juhu exotické zlepence z ultrapieninskej (klapskej) kordiléry (J. SALAJ — A. BEGAN 1983).

Spodnomiocénne morské hruboklastické sedimenty egenburgu (TUZIEZSKÉ zlepence) a molasové klastické sedimenty karpátu (jablonické zlepence dobrovodskej a jablonickej depresie z faciálneho hľadiska študoval M. KOVÁČ

(1985, 1986). Petrograficko-mikrofaciálnou analýzou jablonických zlepen-
cov, ako aj interpretáciou ich zdrojových oblastí sa zaoberal M. MIŠÍK
(1986). Štúdiom ťažkých minerálov z jednotlivých gosauských vývojov sa za-
oberal J. SALAJ-Z. PRIECHODSKÁ (1986).

LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA MYJAVSKEJ PAHORKATINY A ČASTI BIELYCH KARPÁT

Na geologickej stavbe Myjavskej pahorkatiny sa podieľajú tieto geolo-
gicko-štruktúrne jednotky:

- bradlové pásmo,
- senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny,
- drietomská sekvencia klapského pásma.

Bradlové pásmo

V bradlovom pásme Myjavskej pahorkatiny možno na základe litofaciál-
nych a stratigrafických charakteristík vymedziť dve sekvencie:

- čorštynská,
- kysucká.

Čorštynská sekvencia

20 Krinoidové vápence – bajok-bat

Najstarším súvrstvím tejto sukcesie je fácia krinoidových vápencov. Ide o sivé alebo svetlé, stredno- až hrubozrnné krinoidové vápence, ľahko rozpadavé. Okrem značného obsahu klastického kremeňa (až 50 %) obsahujú vápencový a dolomitový materiál. Na navetranom povrchu vystupujú zrná kremeňa a články krinoidov.

Mikroskopicky ide o krinoidový biosparit. Články krinoidov sú rekry-
štalizované a opticky zhodne dorastajú. Na okrajoch krinoidových článkov
sú mikrostylolity, zvýraznené železitým pigmentom. Krinoidové články sa
zmenili na monokryštály kalcitu, ktoré sú dvojito lamelované a len u nie-
ktorých sa zachovala sieťovitá štruktúra. Okrem krinoidov obsahujú zried-
kavo aj drobné foraminifery.

V spomínaných vápencoch sa často vyskytujú rohovce vo forme šošoviek,
hľuz alebo tvoria lavice. Rohovce sú zelenkastej, sivej alebo žltkastej
farby.

Pri osade Pod Kozince, uprostred krinoidových vápencov môžeme pozoro-
vať 10–20 cm polohy tmavých bridlíc, ktoré majú povrch charakteristický
pre posidóniové bridlice. Zrejme tu ide o náznaky prechodu medzi čorštyn-
skou a kysuckou sukcesiou. Hrúbka krinoidových vápencov siaha do 30 m. Po-
važujeme ich za bajocké.

Červené krinoidové vápence, ktoré tvoria nadložie svetlých krinoido-
vých vápencov, sú stredno- až hrubozrnné a sú prevažne lavicovité.

Mikroskopicky ide tiež o krinoidový biosparit. Z klastického mate-
riálu obsahujú najmä kremeň a úlomky karbonátov. Články krinoidov sú pre-

važne rekryštalizované a obsahujú monokryštály kalcitu. Na okrajoch článkov sa vyskytujú mikrostylolity. Zriedkavý je pyrit, ktorý je limonitizovaný. E. SCHEIBNER (in T. BUDAY a kol. 1963) uvádza od Dolného Mlyna druh *Rhynchonella triplicosa* QUENST. a *Terebratula* sp. Fácia červených krinoidových vápencov sa považuje za batskú. Ich hrúbka dosahuje až 10 m. Pre malú hrúbku nie sú v mape krinoidové vápence rozčlenené.

19 Čorštynské vápence – vrchný bat–stredný titón

Nadložné, hľuznaté vápence – čorštynské, sú tmavočervené alebo ružovkasté, výrazne lavicovité. Ak prevláda červený tmel, sú zväčša tenkolavicovité až bridličnaté. Mikroskopicky ide o mikritový vápenec sakokómový. Okrem hojných sakokóm obsahuje aj globochéty, rádiolárie, aptychy a rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiát a bola zistená aj *Chitinoidella* dobeni BORZA a *Cadosina palidosa* VOGLER. E. SCHEIBNER a J. ZELMAN (1963) našli pri Dolnom Mlyne *Nannolytoceras* sp. a *Stephanoceras* sp. Vo vrchnej časti boli nájdené *Pygope diphya* (COL.) a *Lamellaptychus bayerichi* (OPP.). Podľa tejto makro- i mikrofauny zastupujú vrchný bat až stredný titón. Hrúbka je asi 5 m.

18 Kalpionelové vápence – vrchný titón–berias

Červené, svetlé a ružovkasté kalpionelové vápence v nadloží hľuznatých vápencov sú spravidla stylolitické s hrúbkou až 10 m. Mikroskopicky ide o mikritový vápenec, kde sa celá mikroasociácia tvorí prevažne asociáciou s *Calpionella alpina* LORENZ. Miestami sa vyskytujú *Tintinopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Calpionella elliptica* CADISCH, *Cadosina fusca* WANNER a *Remaniella cadishiana* (COLOM.). Prítomné sú aj globochéty, rádiolárie, články krinoidov a aptychy. Stratigraficky zastupujú tieto vápence titón–berias.

17 Pestré sliene – cenoman–spodný kampán


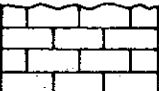

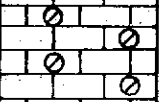
V lokalite pri Dolnom Mlyne (tab. XI) D. ANDRUSOV, E. SCHEIBNER, V. SCHEIBNEROVÁ, J. ZELMAN (1959) preukázali v nadloží čorštynského bradla sliene strednej a vrchnej kriedy, ale nezistil sa tu hiát medzi spodným turónom a kampánom, ako to uvádzajú vyššie uvedení autori. Nadložné súvrstvie má teda rozsah cenoman až spodný kampán.

Cenoman je zastúpený faciou sivozelených slieňov s mikrofaunou spodného cenomanu *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) a *Thalmaninella brotzeni* (SIGAL.).

Cenomanské zelené a fialové sliene farebne prechádzajú do tehlovočervených slieňov s bohatou mikrofaunou. Cenomansko–spodnoturónsku mikrofaunu reprezentujú hlavne talmanninely a rotalipóry, stredný turón preglototrukány a vrchný turón až spodný kampán globotrunkány.

Do tejto série priraďujeme aj červené sliene z okolia Cetuny, ktoré obsahujú druhy: *Globotruncana linneiana* (d'ORB.), *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana fornicata* PLUMMER a *Aragonia sotchica* (KELLER). Možno ich teda zaradiť do vrchného santónu – spodného kampánu. Ich výskyty sú len ojedinelé, útržkovité a nevystupujú v súvislejšom profile.

Celková litostratigrafická schéma čorštynskej sekvencie je znázornená na obr. 1.

ČORŠTÝNSKA SEKVENCIA					Obr. 1
A. Began, J. Salaj, 1987					
KR	vrch	sp. kampan - cenoman		50m	pestré sliene
JUR	malm	berias - vrch. titón		50m	kalpionelové vápence
		str. titón - vrchný bat		10m	červené hľuznaté - čorštýnska - vápence
	doger	bat - bajok		50m	svetlé a červené krinoidové vápence

Kysucká sekvencia

26 Škrvrité sliene a slienité vápence – lotaring–toark

Najstarším členom kysuckej sekvencie je súvrstvie škrvritých a slienitých vápencov. Ide o súvrstvie prevažne lavicovité s hrúbkou asi 50 m. Vápence sú celistvé alebo jemne kryštalické, s častými a nepravidelnými zhlukmi pyritu. V uvedených vápencoch sa našla fauna amonitov, na základe ktorej ich možno zaradiť do vrchného lotaringu až toarku (A. BEGAN 1969).

25 Posidóniové vrstvy: tmavé bridlice, škrvrité vápence – álen–bat

Nadložie škrvritých vápencov a slienov tvoria posidóniové vrstvy. Sú tvorené sivými až čiernymi bridlicami, s vložkami škrvritých spongiových vápencov. Bridlice majú typicky nerovný povrch plôch bridličnatosti a obsahujú často odtlaky *Posidonia alpina* (GRAS.).

Časť komplexu nadložia vrchnoliasových vápencov a slienov tvoria tzv. nadposidóniové vrstvy, s prevahou tmavých lavicovitých, škrvritých vápencov. Sivomodré bridlice vytvárajú v nich len polohy. V mape tieto dve súvrstvia nie sú zvlášť vyčlenené, pretože pokiaľ nevystupujú v súvislom profile, je ťažké ich litologicky vyčleniť.

Stratigraficky, na základe fauny z početných lokalít, hlavne na Považí, celé súvrstvie považujeme za álenko-batské. Hrúbka súvrstvia meria od 100 do 150 m.

24 Rádiolarity a hľuznaté vápence – kelovej–kimeridž

Nadložné súvrstvie je tvorené pestrými, červenými a zelenými rádiolaritmi a rádioláriovými vápencami. Hrúbka lavíc dosahuje 10–15 m a niekedy sú lavice od seba oddelené vložkami kremitých bridlíc. Kremitá hmota sa často epigeneticky koncentruje do súvislých polôh, čím sa vytvárajú rádioláriové jaspisy. Niektoré lavice sú tvorené takmer výlučne kremitými schránkami rádiolárií. Rádiolárie sú väčšinou kalcifikované a čiastočne

vyplnené chalcedónom. Často, najmä v červených rádiolaritoch sú rádiolárie dobre zachované. Pretože podľa samotných rádiolárií horninu možno stratifikovať len v rozmedzí doger-malm, ich presnejší vek bol stanovený na základe ich pozície v profiloch. Najnovšie ich S. GOSIOROWSKI (1962) považuje na základe aptychov za kalovské až vrchnooxfordské. Hrúbka súvrstvia rádiolaritov a rádioláriových vápencov je asi 10 m.

Hľuznaté vápence, ktoré vystupujú v nadloží rádiolaritov, sú červené, ružové a svetlé, podobne ako hľuznaté vápence čorštynskej série. Obsahujú však len zriedka amonity, zato však častejšie aptychy. Mikroskopicky ide o biomikrit. Obsahuje veľmi častí sakokómy a globochéty, hojné sú aj krioidy a ich detrit, ďalej rádiolárie, a vzácne *Cadosina lapidosa* VOGLER. Na základe charakteru mikrofácie možno súvrstvie hľuznatých vápencov kysuckej série zaradiť do kimeridžu. Hrúbka súvrstvia je 5–10 m.

23 Kalpionelové vápence, škvrnité rohovcové vápence – titón-hoteriv

Kalpionelové vápence v nadloží hľuznatých vápencov sú prevažne sivej a pleťovej farby, ale celistvé, i lavicovité s častým výskytom stylolitov. Hrúbka lavíc je 10–20 cm. Mikroskopicky ide o biomikrit s obsahom rádiolárií a *Globochaete alpina* LOMBARD spolu s ďalšími formami ako napr. *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Crascolaria parvula* REMANE, a *Cadosina fusca* WANNER. Na základe týchto foriem možno súvrstvie kalpionelových vápencov zaradiť do titónu až beriasu.

Do nadložia prechádzajú kalpionelové vápence v podobe rohovcových vápencov, ktoré sú sivé až tmavosivé, slienité, lavicovité a výrazne škvrnité. Rohovce vytvárajú šošovky alebo súvislé polohy. Medzi lavicami vápencov sa vyskytujú vložky slienitých bridlíc. Mikroskopicky ide o nanokónový biomikrit. Z mikroorganizmov obsahujú rohovcové vápence *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.) a *Cadosina heliosphaera* VOGLER. Vo vyšších vrstvách boli nájdené často nanokóny, ako napr. *Nannoconus steinmani* KAMPTNER a *Nannoconus globulus* BRÖNNIMANN. Stratigraficky vyššie popísané súvrstvie možno zaradiť do valanginu až barému. Celková hrúbka súvrstvia je asi 100 m.

22 Sivozelené škvrnité sliene – barém–spodný cenoman

Ďalším členom kysuckej sekvencie je súvrstvie sivozelených škvrnitých slietov s mikrofaunou barému až spodného cenomanu.

Spodný – stredný barém reprezentujú foraminifery z biozóny *Lenticulina* (*Lenticulina*) *ouachensis ouachensis* (SIGAL), zastúpený je prakticky monospoločenstvom tohto druhu.

Vrchný barém, zodpovedajúci H. BOLLIHO (1959) biozónu *Leupoldina protuberans* BOLLI, je reprezentovaný druhmi: *Anomalina* (*GAVELINELLA*) *sigmicosta barremiana* BETTENSTAEDT, *Gyroidina infracretacea* MORZOVA, *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER) a *Clavihedbergella subcretacea* (TAPPAN). Táto biozóna v zmysle H. BOLLIHO (l.c.) zasahuje čiastočne aj do najspodnejšieho aptu.

Stredný apt dokazuje mikrofauna s druhmi: *Planomalina* (*Globigerinelloidea*) *typica* (GANDOLFI), *Planomalina* (*Globigerinelloidea*) *algeriana* (CUSHMAN et DEM), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) a *Biglobigerinella barri* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN.

Vrchný apt má bohaté spoločenstvo foraminifer, z ktorých uvedieme aspoň: *Discorbis wassoewizi* DJAFFAROV-AGALAROVA, *Hedbergella infracretacea*

(GLAESSNER), *Anomalina (GAVELINELLA) intermedia* BERTHELIN a *Caudryina dividens* GRABERT.

Spodný alb reprezentujú druhy: *Gyroidina infracretacea* MORZOVA, *Hedbergella globigerinelloides* (SUBBOTINA), *Discorbis wassoewizi* DJAFFAROV AGALAROVA, *Hedbergella roberti* (GANDOLFI) a *Vaginulina gaultina* BERTHELIN.

Vrchný alb je zastúpený druhmi: *Ticinella multiloculata* (MORROW), *Thalmanninella ticinensis* (GANDOLFI), *Arenobulimina presslii* (REUSS). Okrem toho sa zistili miestami hojné výskyty *Spumellaria* div. sp.

Spodný cenoman reprezentuje spoločenstvo foraminifer zóny *Thalmanninella brotzeni*, z ktorého uvedieme najmä *Thalmanninella brotzeni* SIGAL, *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (GANDOLFI) a *Hedbergella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN). Vo vrchnej časti spodného cenomanu prístupuje ešte *Thalmanninella appenninica* (RENZ.).

21 Pestré sliene – stredný cenoman–kampán

Nadložné pestré, prevažne červené sliene v tejto sekvencii majú rozsah stredný cenoman až koňak. Santónske a spodnokampánske pestré sliene sú známe len z izolovaných výskytov.

Stredný cenoman je dokázaný mikrofaunou: *Thalmanninella appenninica* (RENZ.), *Thalmanninella deeckeii* (FRANKO) a *Hedbergella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN). V najvrchnejšej časti stredného cenomanu sa objavuje *Rotalipora cushmani montsalvensis* MORNOD.

Vrchný cenoman sa dokázal významnými druhmi ako napr. *Rotalipora cushmani cushmani* (MORROW) a *Thalmanninella reicheli* (MORNOD).

Spodný turón je doložený spoločenstvom druhu *Dicarinella imbricata* (MORNOD) a *D. hagni* (SCHEIBNEROVÁ).

Strednému turónu zodpovedá nasledovná asociácia foraminifer: *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Dicarinella biconvexa* (SAMUEL et SALAJ) a *Caronita sigali* (REICHEL).

Vrchný turón – spodný koňak obsahuje z mikrofauny nasledovné druhy: *Stensioeina praeuxculpta* (KELLER), *Globotruncana linneiana linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana renzi* GANDOLFI a *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI. Posledný spomenutý druh je charakteristický len pre koňak. Pre santón je charakteristický predovšetkým druh *Globotruncana manauensis* GANDOLFI a kampánsky vek charakterizuje hlavne *Globotruncana arca* (CUSHMAN).

Litostratigrafická schéma kysuckej sekvencie je znázornená na obr.2.

Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny

V senóne a paleogéne Myjavskej pahorkatiny sme vymedzili 4 druhy:

- vývoj Bradla,
- vývoj Starej Turej,
- vývoj Surovína,
- vývoj rašovský.

Vývoj Bradla je typický transgresívnymi zlepenkami koňacko-kampánskeho veku, ktoré ležia na mezozoiku centrálnych Karpát. Podobne transgresívny charakter majú sedimenty vrchného paleocénu, ktoré však le-

žia konkordantne na mástrichtských sedimentoch. Charakteristický pre tento vývoj je aj stratigrafický hiát v spodnom-strednom paleocéne.

K tomuto vývoju pričleňujeme aj senónske sedimenty, zistené v poslednom čase v Brezovských a Čachtických Karpatoch, ktoré sú reprezentované eróznymi zvyškami sladkovodných, resp. brekciovitých, predsenónskych a bazálnych senónskych (koňackých) sedimentov. Spomínané sedimenty sú bližšie charakterizované v rámci samostatných regiónov.

KYSUCKÁ SEKVENCIA				Obr. 2	
A. Began, J. Salaj, 1987					
KRIEDA	spod. - vrch.	kámpan - str. cenoman		50 m	pestré sliene
		sp. cenoman - barém		20 m	sivozelené škrnité sliene
		hoteriv - titón		100 m	kalpionelové vápence, škrnité rohovcové vápence
URR A	malm	kimeridž		10	hluznaté vápence
		oxford - kalov		10 m	radiolarity a radiolaritové vápence
J U R A	doger	álen - bat		100 m	posidoniové vrstvy: tmavé bridlice, škrnité vápence
		lias toark - lotaring		50 m	škrnité sliene a slienité vápence

Vývoj Starej Turej má stratigrafický hiát medzi kriedou a paleocénom. Flyšový mástricht a podložie nepoznáme.

Vývoj Surovína je charakterizovaný plynulou sedimentáciou medzi kriedou a paleogénom, slienitým vývojom mástrichtu-dánu a tým, že nepoznáme vzťah tohto vývoja k pôvodnému podložiu.

Vývoj rašovský má miestami pravdepodobný, transgresívny charakter, alebo je spätý s podložnými pestrými slieňmi.

Vývoj Bradla

Brezovská skupina

45 Valchovské zlepenice – koňak, santón, kampán

Ako najstaršia litofaciálna jednotka tu vystupujú valchovské zlepenice (O. SAMUEL – J. SALAJ – A. BEGAN 1981) a reprezentujú bazálny člen brezovskej skupiny v tomto vývoji. Sú transgresívne uložené na triasových dolomitoch Brezovských a Čachtických Karpát s hrúbkou cca 50 m.

Valchovské zlepenice sa tiahnu v súvislom páse od Valchovho mlyna ku kóte Ostriez (tab. II, obr. 1), Baranec, Červený Kameň a ďalej už k osade U Bajcarov, kde boli tektonicky vyvlečené.

Okrem toho sa zlepenca útržkovite vyskytujú pri Drieňovci, kde sú transgresívne uložené na staršom mezozoiku Nedzovského pohoria. Smerom na sever transgresívna litofácia pokračuje ku Hrachovištiu a k Bzinciam, Hrušovému a k Hrabovému.

Tieto bazálne zlepenca majú rôzny vek. Najstaršie sú koňacké zlepenca, vystupujúce v páse medzi Valchovým mlynom a kótou Červený Kameň. Pri Drieňovci zodpovedajú zlepenca vrchnému santónu, podobne ako v Hrachovišti.

Kampánsky, resp. vrchnokampánsky vek zlepenecov môžeme poukázať na základe superpozície. Pri Bzinciach sa našla v ich spodnej časti poloha červených slieňov s mikrofaunou kampánu zóny *Globotruncana arca*.

Petrografickou analýzou (K. BORZA 1962) sa objasnilo, že valchovské zlepenca v záreze cesty pri Valchovom mlyne sú hrubozrnné až strednozrnné a miestami majú brekciovitý charakter. Valúny sú dosť nevytriedené. Ich veľkosť kolíše od niekoľkých cm do desiatok cm. Sú angulárne, menej subangulárne. Petrografické zloženie je polymiktné – valúny patria k rôznym druhom vápencov a dolomitov. 75 % predstavujú triasové horniny (stredno-triasové vápence, dolomity a lumachelové vápence rétu), a iba 25 % patrí k jurským členom. Ide o krinoidové vápence, krinoidové spongolitové, slabopiesčité vápence, ružový rádioláριοvo-spongolitový vápenec, sivý rádioláριοvý vápenec a slienité neokómske vápence.

Okrem toho vo valchovských zlepencoch, jv. od Krajného a v Hrachovišti, ale i blízkom okolí voľne vystupujú valúny sladkovodných vápencov s výrazne koncentrickou stavbou, ktoré nazývame schyzofytovými (J. HANÁČEK 1954). Ich stratigrafické zaradenie bolo dlho problematické, teraz ich však považujeme za predsenónske, najpravdepodobnejšie turónsko-koňacké.

Tmel zlepenecov je drobovo-vápnitý, miestami ílovito-drobový, resp. ílovitý, červenej farby. Množstvo tmelu vo valúnoch značne kolíše. Podľa pomeru klastickej zložky možno štruktúru označiť ako bazálnu.

Mikroskopickým skúmaním červeno sfarbeného tmelu sa zistilo (K. BORZA 1962), že ide o jemnoklastický drobový materiál, tvorený prevažne uhličitanmi (vápenec, dolomity), s malou prímiesou klastického kremeňa a silicitu, tmeleného železito-ílovitým materiálom. Pri určovaní hrubšej fácie sa okrem spomenutých komponentov zistili úlomky chalcedónu, ihlice húb a rádiolárie.

V ílovitých mineráloch ide predovšetkým o illit, menej o kaolinit. Červené sfarbenie je spôsobené jemne rozptýleným železitým pigmentom (K. BORZA, E. MARTÍNY, A. POSPÍŠIL 1959).

Podľa K. BORZU (1962) rádiolárie spolu s ihlicami húb sú reziduálnymi zvyškami, ktoré vznikli zrejme pri rozpúšťaní rádioláριοvých vápencov a spongolitov, v období pred spodným senónom. Pri transgresii koňackého mora boli zvetralinové plášte preplavené a usadené spolu so zlepenkami, ktoré tu pôsobia ako tmel.

Valchovské zlepenca vystupujú na povrch vo veľmi malých, silne rozvetraných odkryvoch, jv. od Krajného, v Hrachovišti, sv. od Bziniec pod Javorinou a jv. od Hrabového, cca 500 m. Podobný výskyt evidujeme aj pri Hrušovom.

Charakteristickým znakom bazálnych klastík senónu brezovskej skupiny, ako už upozornil K. BORZA (1962), je veľkosť a nízka opracovanosť materiálu, ktorá poukazuje na krátky a rýchly transport, ako aj na rýchle sedimentovanie. Areál, odkiaľ valúny pochádzali, bol dosť veľký a mal značnú vertikálnu členitosť. Usporiadanie materiálu nie je zákonité; menšie a väčšie úlomky zmiešané. Zrejme pre veľkú transportnú rýchlosť spôsobenú veľkými rozdielmi, nemohli byť tieto vytriedené ani po usadení

v sedimentačnej panve. Počas transportu nedošlo k podstatnejšiemu opracovaniu ani k selektívnemu výberu tvrdších druhov hornín.

44 Baranecké pieskovce – vrchný koňak

Valchovské zlepenice v páse Valchov Mlyn – Ostriez – Červený Kameň prechádzajú do súvrstvia z hrubolavicovitých, 1–2 m hrubých jemnozrnných karbonátových pieskovcov, klastických vápencov a sivých jemnozrnných zlepenecov. Toto súvrstvie označujeme ako baranecké pieskovce. Súvrstvie tvoria polohy modrastých piesčitých slieňov, v ktorých sa vyskytujú bližšie neurčené ježovky. V jemnozrnných karbonátových pieskovcoch sa z makrofauny vyskytuje zväčša druh *Acteonella cf. gigantea* (SOWERBY) a *Acteonella laevis* (SOWERBY), ktoré sa hojne nachádzajú na jv. svahoch Ostriezia.

Jednotlivé litologické typy hornín tohto súvrstvia môžeme najlepšie skúmať v kameňolome sv. od koty Baranec (pri cigánskej kolónii – Brezová pod Bradlom). Petrografická charakteristika podľa K. Borzu je nasledovná:

a) Jemnozrnný zlepenec je tvorený z úlomkov dolomitov a vápencov. Prevalu majú dolomity. Úlomky sú z mikrozrnnitého a jemnozrnného dolomitu a vápencov, zriedkavejšie sa vyskytujú pelitomorfne vápence. Ojedinele sa nachádzajú zrná kremeňa. Štruktúra je zlepenovitá, základná hmota karbonátová – bazálna. V bazálnej hmote sú autigénne klenčeky dolomitu. Z organických zvyškov K. Borza zistil úlomky rias, tetuláriá a machoviek.

b) Jemnozrnný karbonátový pieskovec je tvorený z úlomkov dolomitov. Tmel je vápnito-dolomitový. Dolomit tvorí v tmeli klenčeky, niekedy so zónárnou stavbou, ktoré dosahujú veľkosť 0,1–0,2 mm. Synsedimentárne sú aj ojedinelé zrná glaukonitu.

c) Jemnozrnný klastický vápenec je mikrozrnný až jemnozrnný. Vyskytujú sa v ňom úlomky vápencov a dolomitov (cca 30 %). Sú prevažne rekryštalizované, resp. jemnozrnné. Ich veľkosť sa pohybuje od 0,02–0,05 mm, niekedy dosahujú veľkosť až 0,3 mm. Z organických zvyškov boli zistené články krinoidov, úlomky schránok lamelibranchiát, *Globochaete alpina* LOMBARD, miliolidy, ihlice húb a i. Celková hrúbka tohto súvrstvia je 50–150 m.

43 Štvernické sliene – vrchný koňak

Štvernické sliene s hrúbkou 50–100 m sú sivozelené, miestami modrasté, 3–6 m hrubé. Vo výbruse majú palitomorfnú štruktúru. Obsahujú drobné lupienky hydrosľud a v nepatrnom množstve (do 1 %) sa tu nachádzajú zrná kremeňa (0,01–0,02 mm), ktoré sú ostrohranné. Miestami sa vyskytujú drobné, rekryštalizované zrná kalcitu. Z autigénnych minerálov, ktoré sú však ojedinelé, sa vyskytuje chlorit, turmalín a apatit. Sliene sú bohaté na mikrofaunu, na základe ktorej ich môžeme zaradiť do koňaku. Asociácia foraminifer zóny *Sigalia deflaensis* indikuje vrchnokoňacký vek týchto slieňov (J. SALAJ 1960, J. SALAJ – O. SAMUEL 1966, D. ANDRUSOV – O. SAMUEL 1973).

42 Súvrstvie Hurbanovej doliny – santón

V nadloží štvernických slieňov je vyvinuté súvrstvie Hurbanovej doliny (O. SAMUEL – J. SALAJ – A. BEGAN 1981), ktoré je tvorené sivozelenými až hnedastými, tenko vrstevnatými slieňmi a slieňovcami, ktoré sa rytmicky striedajú so sivými až hnedastými, tenko- až hrubovrstevnatými (5–

30 cm) jemnozrnnými turbiditnými pieskovecami alebo piesčitými vápencami. Vo vrchnej časti sú časté vložky piesčitých vápencov a jemnozrnných zlepenčov. Sú šošovkovitého tvaru, vyklišujú a viackrát nasadajú. Ich maximálna hrúbka je 6–7 m.

Veľkosť klastických zŕn v pieskovecoch je 0,05–0,8 mm. Základná hmota je karbonátovo sfarbená ílovito-limonitovým komponentom. Základnej hmoty je málo. Najčastejšie vyplňa póry medzi klastickými čiastočkami. Opracovanosť klastických zŕn je nízka. Prevláda stabilná zložka (40–55 %) a najhojnejšie sa vyskytujú kremenné zrnká. Klastický kremeň pochádza z metamorfovaných hornín a porfýrické výrastlice z vulkanických hornín.

V menšom množstve sa vyskytujú (v porovnaní s kremeňom) úlomky starých – paleozoických silicítov. Ak ich porovnáme s kremennými zrnkami, majú skoro zaoblené hrany. K stabilnej zložke patria aj úlomky kremítých pieskovecov, kremito-sericitických pieskovecov a opracované úlomky vulkanického skla. Nestabilnú zložku (15–20 %) zastupujú: opracované úlomky vápencov. Tieto buď prevládajú, alebo sa s metamorfovanými horninami vyskytujú v rovnakom množstve. Metamorfné horniny (7–10 %) sú zastúpené kremito-sericitickými bridlicami s grafitickou prímесou a kremito-sericitickými fylitmi. V nepatrnom množstve (3–5 %) sú prítomné aj úlomky zmenených bázických živcov, chloritizovaný biotit a tenké lišty muskovitu.

Okrem vyššie uvedených druhov hornín boli zistené aj kyslé vulkanické horniny, kyslé pyroklastiká a chloritizované bázické vulkanické sklo.

Z akcesorií sa tu nachádza zirkón, turmalín a chromit. Z organických zvyškov sa vyskytujú úlomky rotalidných a planktónových foraminifer. Na základe mineralogického zloženia ide o drobový pieskovec.

Vyššie opísané pieskovce sa striedajú s vápnitými ílovcami. Výbrusová analýza ílovcov poukazuje na pelitovú štruktúru. V základnej pelitovej hmote vystupujú v nepatrnom množstve drobné kremenné zrnká ako prachová frakcia. Spolu s kremeňom sa vyskytujú aj jemné lupienky muskovitu.

Na zložení jemnozrnného zlepenca sa podieľajú hlavne rôzne druhy vápencov, zrnká kremeňa, úlomky kremencov, silicity a úlomky vyvrelých hornín. Ďalej boli zistené chloritické, sericitické a kremité bridlice, vulkanické sklo, silicity a kremité porfýry. Z ťažkých minerálov bol zistený turmalín. Opracovanosť je rôznorodá. Kremeň je prevažne ostrohranný, ostatné úlomky sú viac-menej zaoblené. Tmel je vápnitý. Štruktúra zlepencovitá.

V piesčitých vápencoch je mikroskopicky vidieť, že sú pelitomorfné až mikrozrnné. Obsahujú kalcitickú prímес (25–35 %) a organické zvyšky (1–10 %). Klastická prímес je tvorená predovšetkým zrnami kremeňa, menej úlomkami vápencov, zriedkavo pieskovecami a melafýrmi. Veľkosť úlomkov je rôzna, pohybuje sa v rozmedzí od 0,05–1,0 mm. Úlomky sú prevažne ostrohranné, väčšie vykazujú lepšiu opracovanosť. Z akcesorických minerálov obsahujú rutil, turmalín a zirkón. Miestami môžeme pozorovať, že časť vápenca je sideritizovaná. Ide o sideritizáciu pravdepodobne diagenetickú. Z autigénnych minerálov sa vyskytuje hlavne pyrit, ktorý čiastočne pyritizuje schránky a klenčky dolomitov.

Vo vrchnej časti súvrstvia vznikol aj malý uhoľný sloj, ktorý podľa údajov literatúry dosahuje hrúbku 10–15 cm (V. ČECHOVIČ 1937).

Santónske flyšoidné súvrstvie je bohaté na makrofaunu i na mikrofaunu.

Makrofaunu (gastropódy, lamelibranchiáty, brachiopódy a solitérne koralý) spracoval už L. LOCZY (1915). Vyskytuje sa v zlepencových polohách vrchného santónu, severnej od Brezovej a U Štefánkov. Zlepenca sú bohaté

na makrofaunu; z nej uvedieme významnejšie druhy ako napr. *Turritella laeviscula* SOW., *Pseudomelania turrita* ZEK., *Keilostoma conica* ZEK., *Neerinea gracilis* ZEK., *Natica cretacea* GOLDF., *Trochus triqueter* ZEK., *Shasianella gosonica* ZEK., *Fusus torosus* ZEK., *Janira quadricostata* SOW. a *Mutilus strigilaris* ZITT.

Okrem zlepcov na makrofaunu sú bohaté aj vápencové polohy, ktoré obsahujú veľmi drobnú faunu prekryštalizovaných lamelibranchiátov a gastropodov. Nachádzame ich sporadicky aj v slieňoch vrchného santónu, v ktorých sa okrem nich našli aj úlomky a schránky amonitu, patriaceho pravdepodobne k rodu *Baculites* sp.

Na posúdenie stratigrafie santónu má najväčší význam veľmi bohatá mikrofauna planktónnych a bentózných vápnitých i aglutinovaných foraminifer, na základe ktorých možno vyčleniť spodný, stredný a vrchný santón.

Spodný santón charakterizujú najmä druhy *Neoflabellina deltoidea rhombica* (WEDEKIND), *Neoflabellina sphaenoidalis praecursor* (WEDEKIND), *Neoflabellina deltoidea deltoidea* (WEDEKIND), *Hoeglundina favosoides* (EGGER), *Dicarinella concavata* (BROTZEN) a *Sigalia carpathica* SALAJ et SAMUEL.

Strednosantónsku mikrofaunu reprezentujú druhy: *Anomalina (Gavelinella) sculptilis* HILTERMANN et KOCH, *Globotruncana manaurensis* GANDOLFI, *Anomalina (Anomalina) stelligera* (MARIE) a *Ventilabrella decoratissima* (DE KLASZ).

Z bohatej, a pre vrchný santón charakteristickej mikrofauny spomenieme ešte niekoľko druhov: *Bolivinoidea strigillatus* (CHAMPAN), *Anomalina (Gavelinella) pseudoexcolata* (KALININ), *Globotruncana manaurensis* GANDOLFI, *Globotruncana elevata* (BROTZEN) a *Ventilabrella alpina* DE KLASZ.

Z nanoplanktónu V. Gašpariková určila nasledovné formy: *Zycolithus bussoni* (NOËL), *Zycolithus compactus* (BUKRY) NOËL, *Eiffelithus eximus* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Tranolithus exiguus* STOVÉR, *Iranolithus orionatus* (REINHARDT) REINHARDT, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE-MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE-MARTINI, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER, *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKY, *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, *Watzneria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Micula decussata* VEKSHINA, *Carpatochitinoidea cretaceus* GAŠPARIKOVÁ. Celková hrúbka súvrstvia Hurbanovej doliny predstavuje asi 350–600 m.

41 Košariské súvrstvie – spodný kampán

Santónske súvrstvie prechádza do pestrých slieňov a slieňovcov s hrúbkou cca 30–50 m). Vo výbrusoch slieňov pozorujeme mikritickú základnú hmotu a väčšie množstvo prierezov mikroorganizmov. Organické zvyšky sú zastúpené globotrunkánami, rozlámanými hedbergelami a drobnou organogénnou drtinou. Drobnú klastickú prímes zastupujú kremenné zrnká. Ich veľkosť sa pohybuje okolo 0,01 mm.

Pestré slieňové súvrstvie sú veľmi bohaté na globotrunkány a horninu označujeme ako globotrunkánový biomikrit. V sivo sfarbených slieňoch sa globotrunkány vyskytujú v hojnejšom množstve a základná hmota má väčší podiel zložky Ca.

Zriedkavejšie sa vyskytujú ostne ježoviek. Nahromadenie organických zvyškov je nepravidelné, miestami sa vyskytujú redšie, inde zasa vo väčšom množstve. Drobnú drtinu tvoria aj úlomky krinoidov, ihlíc húb, machovky a úlomky hrubostenných lamelibranchiátových schránok.

Klastická prímes sa v hornine vyskytuje v menšom množstve (5–7 %). Podstatnú zložku tvoria ostrohranné a zaoblenejšie kremene, zriedkavejšie sa objavujú aj ostrohranné úlomky rohovcov. Tieto klastické čiastočky dosahujú veľkosť 0,03–0,05 mm, čiže veľkosťou sa približujú pieskovej frakcii. Vápencové úlomky sú v porovnaní s kremeňom viac opracované. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj úlomky vápencov, lamelované živce a tenké lišty muskovitu.

Pestré sliene sú po mikrofaunistickej stránke veľmi bohaté, prevládajú planktonické foraminifery zóny Globotruncana arca (J. SALAJ 1960, J. SALAJ – O. SAMUEL 1966, O. SAMUEL – J. SALAJ – A. BEGAN 1980).

Pestré sliene na základe bohatej mikrofauny zóny Globotruncana arca zaraďujeme do spodného kampánu, čo potvrdzuje aj spoločenstvo nanoplanktonových foriem určených V. Gašparikovou: *Zygoolithus compactus* (BUKRY) NOËL, *Eiffelithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Tranolithus exiguus* STOVER, *Tranolithus orionatus* (REINHARDT) REINHARDT, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE-MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE-MARTINI, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER, *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKY, *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, *Biscutum constans* (GORKA) BLACK, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Micula decussata* VEKSHINA.

40 Podbradlianske súvrstvie – stredný–vrchný kampán

Súvrstvie pestrých slietov prechádza do sivých, jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcov, svetlosivých slietov a slietovcov. V o vrchných častiach súvrstvia sa objavujú pieskovce – kalkarenity, zlepence a piesčité slietovce s hrúbkou cca 500–600 m.

Po petrografickej stránke jednotlivé typy hornín tohto súvrstvia majú nasledovnú štruktúru a zloženie:

Jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce majú sivú farbu a tvoria lavice 15–25–30 cm hrúbky. Niektoré lavice označujeme ako drobnozrnné zlepence, s úlomkami organogénnych zvyškov. Vo výbruse pozorujeme psamitickú štruktúru. Z klastík prevládajú predovšetkým opracované úlomky vápencových hornín. Pozorovať môžeme aj rôzne iné štruktúry, ale ani v jednom úlomku sa nezistili organogénne zvyšky. Ostatné úlomky hornín sa vyskytujú v zanedbateľnom množstve. Sú to zväčša úlomky rohovcov, kremeňa, pieskovcov, svorov, kryštalických bridlíc a úlomky diabázov. Spolu s uvedenými úlomkami sú dobre sledovateľné aj úlomky lamelovaných živcov. Organické zvyšky sú opäť zanedbateľné. Vo forme úlomkov sme zistili *Lithothamnium* sp., orbitoidné foraminifery, *Hedbergella* sp., *Rotalia* sp.? a křinoidy. Rudné minerály zastupuje najčastejšie pyrit a akcesorický zirkón, ďalej turmalín, granát a chromit.

Uvedený úlomkový materiál pozorujeme v základnej karbonátovej hmote, ale percentuálne zastúpenie je malé, nakoľko vyplňa len póry medzi klastickými čiastočkami.

Ďalším petrografickým typom sú sliene a slietovce, ktoré sa striedajú s vyššie opísanými pieskovcami a vo výbruse majú organogénnu štruktúru. V mikrokryštalickej základnej hmote pozorujeme bohaté prierezy foraminifer, ale v nepatrnom množstve sme vo výbruse zistili aj šupinky sludy.

Hornina má typickú zlepencovú štruktúru, čo potvrdzujú výbrusy, kde pozorujeme prevahu hruboklastického materiálu. Množstvo úlomkov sa pohybuje v rozmedzí 20–60 %. Najčastejším úlomkovitým materiálom sú triasové vápence (40 %), zriedkavejšie pozorujeme rohovce a pieskovce (7–10 %). Or-

organogénne úlomky tvoria veľké foraminifery, lamelibranchiáty a riasy. Percentuálne zastúpenie úlomkového materiálu starších vápencových hornín a organogénnych zvyškov je premenlivé, miestami však prevládajú úlomky organogénnych zvyškov. Najlepšiu opracovanosť a vytriedenosť A. Kullmanová zistila v strednotriasových horninách, kde prevládajú mikrity, pelmikrity a oomikrity. Zriedkavejšie sú sparity, dolomity brekciovitej štruktúry a loferity. V nepatrnom množstve sa vyskytujú úlomky, ktoré sú tvorené rekryštalizovaným organogénnym vápencom; štruktúrne, ale aj rekryštalizovanými mikroorganizmami, sú podobné vrchnotriasovým horninám.

Menšie úlomky zastúpené pieskovecami psamitickej štruktúry nevieme zatiaľ zaradiť stratigraficky. V úlomkoch, tvorených červenými slieňmi, nebola zistená mikrofauna, ktorá by horninu podrobne stratifikovala.

Okrem klastického materiálu sa zistil aj organogénny detrit (7–20 %). Miestami obsah organogénnych úlomkov presahuje aj 50 %. Najčastejšie sa vyskytujú úlomky hrubostenných schránok lamelibranchiátov (*Ostrea*), rias (*Amphiroa* sp., *Lithophyllum* sp., machoviek a polámaných foraminifer. Organogénny detrit má vrchnokriedový vek.

Základná hmota študovaných sedimentov je karbonátová. Ide o primárnu zložku horniny, ktorá má jemnozrnnejší charakter.

Horniny s jemnozrnnejším klastickým materiálom – pieskovce, prechádzajú miestami do strednozrných až hrubozrných zlepencov. Úlomky tvoria prevažne dobre opracované karbonátové horniny (50 %). Ďalšou zložkou pieskovcov sú kremenné zrná, kremité pieskovce, pieskovce s vápnitým tmelom, červené sliene a červené piesčité slieňovce (5–7 %). V skúmaných pieskovcoch tvoria organické zvyšky významnú časť horniny. Ich percentuálny podiel sa pohybuje od 12–17 %. Obsahujú: machovky, *Orbitoides* sp., hrubostenné schránky lamelibranchiátov, krinoidy, úlomky rias, *Lithothamnium* sp., globotrunkány a hedbergely. Základná hmota pieskovcov je vápnitá a čiastočne rekryštalizovaná.

Piesčité slieňovce majú štruktúru psamito-pelitivú, ale ich základná hmota je pelitová. Klastické zrná s obsahom 20–30 % v piesčitej frakcii sú zastúpené ostrohrannými kremennými zrnami (7–10 %). Bohato sa vyskytujú aj drobné úlomky vápencových hornín. Karbonátové horniny majú v porovnaní s kremennými zrnami menšie rozmery a vyskytujú sa v menšom množstve. Z uvedeného dôvodu stratigrafické zaradenie karbonátových úlomkov nebolo možné realizovať. V základnej pelitickej alebo mikrokryštalickej hmote je možné dobre pozorovať foraminifery. Z mikrofaunistického hľadiska sú slieňovce veľmi dobre charakterizovateľné. Z bohatej mikrofauny foraminifer, ktoré sú rodovo i druhovo veľmi početné, uvedieme len dôležitejšie druhy: *Verneuilina tricarinata* REUSS, *Verneuilina dubia* REUSS, *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY), *Neoflabellina numismalis* (WEDEKIND), *Neoflabellina effe-rata* (WEDEKIND), *Neoflabellina rugosa caesata* (WEDEKIND), *Stensioeina pomerana* BROTZEN, *Gyroidina globosa* (HAGENOW), *Gyroidina subangulata* PLUMMER, *Eponides franki* BROTZEN, *Eponides haidingerii* (D'ORBIGNY), *Eponides praemegastomus* MJATLIUK, *Eponides sibiricus* NECKAJA, *Eponides sparksi* WHITE, *Pleurostomella subdonosa* REUSS, *Reussella szajnochae szajnochae* GRZYBOWSKI, *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES), *Bolivinooides draco miliaris* HIL-TERMANN, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN), *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Globotruncana man-urensis* GANDOLFI, *Globotruncana insignis* GANDOLFI, *Globotruncana obliqua* HERM, *Globotruncana arca rugosa* (MARIE), *Globotruncana saratogensis* (APPLIN), *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN, *Pseudotextularia elegans* RZEHAČ,

Anomalina (*Gavelinella*) cf. *taylorensis* (CARSEY) a *Anomalina* (*Gavelinella*) *monterelensis* (MARIE).

Vychádzajúc z bohatej asociácie foraminifer začleňujeme popisované súvrstvie do vrchného (spodná až stredná časť) kampánu, ktorý reprezentuje zóna *Globotruncana rugosa* (MARIE). V rámci tejto zóny môžeme pre spodnú časť vrchného kampánu vyčleniť subzónu *Bolivinooides decoratus*, kým pre vrchnú časť vrchného kampánu subzónu *Bolivinooides draco miliaris*.

Súvrstvie obsahuje nanoplanktonové spoločenstvo, z ktorého V. Gašpariková určila: *Zycolithus bussoni* NOËL, *Eiffelithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Tranolithus exiguus* STOVER, *Ahmuellerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT, *Bipodorbabudus tessellatus* NOËL, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE-MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE-MARTINI, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER, *Cribosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKY, *Cylindralithus laffittei* (NOËL) BLACK, *Biscutum constans* (GORKA) BLACK, *Watznaueria barnesse* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL a *Micula decussata* VEKSHINA.

39 Vápence Širokého bradla – vrchný kampán–spodný máastricht

V nadloží nižšie opísaných vrstiev vystupuje súvrstvie hruboklastických organogénnych vápencov až zlepcov drobnoklastických vápencov – kalkarenitov, organodetritických vápencov s orbitoidmi a sivých slieňov až slienitých vápencov. Ich hrúbka je 80–100 m a petrografická charakteristika je nasledovná:

a) Hruboklastické organogénne vápence až zlepence, s klastickým materiálom starších vápencových hornín. Na základe petrografického vyhodnotenia výbrusového materiálu, by sme horniny mohli začleniť ku konglomerátom, nakoľko prevláda valúnový materiál starších hornín. Okrem valúnov sa v hojnom množstve vyskytujú aj organogénne úlomky (20 %), preto horninu označujeme ako kalcirudit. Valúnový materiál je zastúpený prevažne triasovými vápencami a dolomitmi, dolomity prevládajú. V niektorých valúnoch sme zistili prierez foraminifery rodu *Angulodiscus*. Ojedinele (do 30 %) sa vyskytujú aj neopracované úlomky rohovcov a ostrohranné kremenné zrnká. Z organických zvyškov sa zistili: *Thalmaninella* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Rotalia* sp., hrubostenné lamelibranchiátové schránky, rudisty a Bryozoa sp.

Vyššie uvedené úlomky (organogénne valúny triasových vápencov a organogénne úlomky) sa vyskytujú vo vápencovej a čiastočne rekryštalizovanej základnej hmote.

b) Drobnoklastické organodetritické vápence – kalkarenity. Mikroskopický charakter je podobný ako pri predchádzajúcich hruboklastických vápencoch. Rozdielnosť sa javí iba vo veľkosti klastického materiálu (0,3–1,5 mm). Vo výbrusoch pozorujeme detritickú štruktúru, pričom základná hmota je tvorená karbonátom – sparitom. Na stavbe horniny sa podieľajú prevažne organogénne zvyšky. Sú to: *Orbitoides* sp., *Textularia* sp., *Siderolites* sp., *Thalmaninella* sp., machovky, lamelibranchiáty, krinoidy, miliolidné foraminifery.

Nestabilná zložka, úlomky vápencových hornín, sa vyskytujú v menšom množstve. Stabilná zložka, ostrohranný kremeň a rohovce sa vyskytuje takisto v menšom množstve (2–3 %). Skúmaná hornina je rekryštalizovaná

a organogénne úlomky sú dokonca natoľko rekryštalizované, že sa miestami ťažko dajú odlíšiť od základnej hmoty.

c.) Organodetrilitické vápence s orbitoidmi. V organodetrilitických vápencoch sa okrem úlomkov starších hornín vyskytujú aj organogénne úlomky. Uvedené zložky majú premenlivé percentuálne zastúpenie. V niektorých laviciach prevládajú organogénne úlomky, v iných zase úlomky starších vápencov. Veľkosť detritického materiálu sa pohybuje od 3,0–0,3 mm a lavice vápencov dosahujú hrúbku 15–22 cm. Vápence majú sivú farbu a iba v pokročilom štádiu zvetrávania sa farba mení na sivohnedú a vápence majú drobný charakter. Niektoré polohy sú hruboklastické a prevláda v nich dobre opracovaný klastický materiál starších hornín v porovnaní s organogénnymi zvyškami. Vápence majú detritickú štruktúru. Klastický materiál je zastúpený prevažne organogénnymi úlomkami, alebo úlomkami starších vápencových hornín, pričom posledné z nich sú slabo opracované. Najlepšiu opracovanosť javia úlomky triasových vápencov a dolomitov, alebo dolomitické vápence. Zastúpenie organogénnych zvyškov sa pohybuje v rozpätí 15–60 %. Tieto laminy patria kalciruditom. Premenné percentuálne zastúpenie majú aj úlomky starších vápencových hornín (7–60 %). Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 0,2–3,0 mm. Opracovaný klastický materiál v horninách, ktoré sme označili ako zlepence, dosahuje veľkosť 2,0–3,0 cm. Kremenné zrnká (2–3 %) sa vyskytujú vo vápencoch, v ktorých prevládajú organogénne úlomky. Základnú hmotu v oboch petrografických typoch tvorí rekryštalizovaný vápenec (biosparit). Organogénne zvyšky sú zastúpené: schránkami lamelibranchiátov, krinoidmi, riasami (Solenopora) a drobnými polámanými foraminiferami. V najhojnejšom počte sa vyskytujú rozlámané orbitoidné foraminifery, ktoré detailne spracoval E. KÖHLER 1962 a sú zastúpené hlavne druhmi: *Orbitoides media* (D'ORBIGNY), *Orbitoides tissoti* VREDEMBERG, *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ) a *Orbitoides apiculata* gruenbachensis PAPP.

Jemnozrnnější petrografický typ vápencov má organodetrilitickú štruktúru a základnú hmotu tvorí zrnitý kryštalický vápenec–sparit. Organické zvyšky (30 %) vystupujú v základnej hmote ako drobné úlomky. Ide o: krinoidy a schránky lamelibranchiátov. Okrem hrubostenných vláknitých schránok je možné pozorovať aj úlomky s prizmatickou stavbou schránok a rozlámané foraminifery. Množstvo klastického kremeňa je nepatrné (2–3 %).

38 Mosnáčovské slieňové – spodný mástricht

Sivé, celistvé, slieňové vápence majú pod mikroskopom mikrokryštalickú štruktúru a v základnej hmote sa vyskytuje vo veľkom množstve drobná organogénna drtina. Klastická prímes sa nachádza len v nepatrnom množstve (1–2 %), a tvoria ju drobné (0,013 mm) ostrohranné kremenné zrnká. Ojedinele je možné postrehnúť drobné šupinky muskovitu. Hrúbka je 80–100 m.

Po úsadení slieňov a slieňovitých vápencov dochádza k splytčeniu a k novému nástupu sedimentácie organodetrilitických a zlepencovitých vápencov, ktoré tvoria bázu podlipovského flyšu.

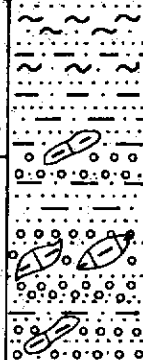
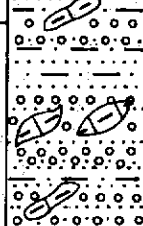

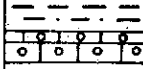
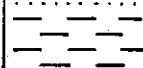
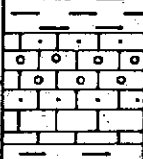
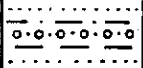
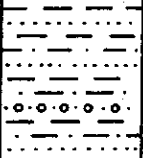
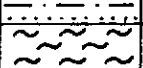
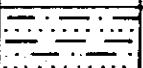
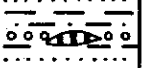
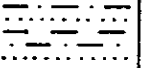
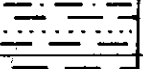
37 Podlipovský flyš – vrchný mástricht

Tvorí ho sivozelené až sivé slieňové a slabosľudnaté slieňovce, ktoré sa rytmicky striedajú so sivastými až hnedastými, tenko- až hrubolavicovitými (5–25 cm), jemnozrnnými sľudnatými pieskovecami s muskovitom. Ojedinele sa nachádzajú i polohy jemnozrnných exotických zlepencov s prevládajú-

SENÓN A PALEOGÉN VÝVOJA BRADLA

Obr. 3

J. Salaj, A. Begon, 1987

PALEOGÉN	MYJAVSKÁ SKUPINA	vrch. paleocén sp. eocén		300-500 m	súvrstvie Priepastného: vápnité pieskovce, piesčité sliene a pestré íly	
				200-300 m	kravarikovské súvrstvie: exotické zlepenca, vápnité pieskovce, piesčité sliene a bloky rifových, riasovo-korálových vápencov	
HIÁT						
V R C H N Á K R I E D A	BREZOVSKÁ SKUPINA	mástricht		50-150 m	bradlianske súvrstvie	podlipovecký flyš: vápnité pieskovce jemnozrné zlepenca, piesčité sliene, sliene a zlepenčovité vápence
				80-100 m		mosnáčkovské sliene
				80-100 m		orbitoidové, piesčité, zlepenčovité, slienité vápence Širokého bradla
		kámpan		500-600 m	podbradlianske súvrstvie: vápnité jemnozrné pieskovce, piesčité sliene, inocerámové slienovce, polohy jemnozrných zlepenčov	
				30-50 m	košariské súvrstvie: pestré sliene	
		koňak	santón		350-600 m	súvrstvie Hurbanovej doliny: vápnité pieskovce, piesčité sliene, sliene, uhoľné lupky a polohy zlepenčov
				50-100 m	štvertnické sliene	
				50-150 m	} baranecké pieskovce	
				50 m		
				0,5 m	brekciovité, karbonátové valchovské zlepenca	
	0,5 m	sladkovodné uhoľné lupky a schizofytové váp.				

cim materiálom obsahujúcim valúny. Najrozšírenejšie sú v oblasti Bradla. Sliene obsahujú bohatú mikrofaunu vrchnomástrichtskej zóny *Racemiguembelina varians* (J. SALAJ 1962, O. SAMUEL – J. SALAJ – A. BEGAN 1980). Hrúbka dosahuje 50–150 m.

Po usadení podlipovského flyšu v najvrchnejšom mástrichte dochádza k vynoreniu a prerušeniu sedimentácie až do vrchného paleocénu. Vrchnopaleocénne transgresívne sedimenty ležia na podlipovskom flyši v konkordantnej pozícii (obr. 3).

Myjavská skupina

35 Kravárikovské súvrstvie s blokmi rifových vápencov (36) – vrchný paleocén–spodný eocén

Exotické zlepence podľa prevládajúcej veľkosti valúnov možno označiť za hrubozrnné. K. BORZA (1962) sa zaoberal ich skúmaním v Jandovej doline, pri škole a U Blatníkov. Valúny nie sú vytriedené a ich veľkosť sa pohybuje od 2–30 cm. Prevažne sú dobre opracované, a to zaoblené, alebo dokonale zaoblené. Iba ojedinele sa vyskytujú aj valúny subangulárne. Zlepence sú polymiktné, zložené z valúnov rôznych druhov sedimentárnych hornín (80 %) a vyvrelých hornín (20 %). Tmel zlepenčov je drobovo-ílovitý, miestami drobovo-vápnitý. Podľa pomeru klastickej zložky k tmelu, možno štruktúru tmelu označiť ako bazálnu.

V materiáli zlepenčov sú zastúpené: zelenočierny kremitý pieskovec, jemnozrnná červenofialová droba, ružový jemnozrnný arkozový pieskovec, jemnozrnný zlepenec, zelenosivý aleuritický pieskovec s hniezdami sideritu, tmavosivý jemnozrnný dolomit, svetlý vápenec, tmavosivý celistvý ? guttensteinský vápenec s rohovcami, schizofytové vápence, tmavosivý krinoidový vápenec, sivý kremitý krinoidový vápenec, škvornitý vápenec, spongolitovo-rádiolaritový vápenec, ružovkasté vápence s *Globochaete alpina* LOMBARD a *Stomiosphaera minutissima* (COLOM), ružovkastý celistvý vápenec s *Cadosina fusca* WANNER, tmavosivý až sivočierny vápenec s *Pithonella ovalis* (KAUFMAN), jemnozrnný pieskovec spodno- až strednomástrichtského veku s *Orbitoides apiculata gruenbachensis* PAPP a *Orbitoides apiculata plana* KÖHLER. Z vyvrelých hornín sú zastúpené žuly, melafýry, kremitý porfýr a valúny žilného kremeňa.

Okrem týchto valúnov A. Kullmanová zistila aj valúny nasledovných triasových hornín:

Svetlosivé dolomity stromatolitovej štruktúry a sivé wettersteinské vápence organogénnej štruktúry.

Organické zvyšky sú zastúpené riasami a foraminiferami: *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN, *Trochammina* sp., *Glomospirella* sp.

Svetlosivohnedé organogénne vápence – dachsteinský vápenec. Majú organogénnu štruktúru a najhojnejšie sa v nich vyskytujú foraminifery, zastúpené druhom: *Involutina friedli* KRISTAN-TOLLMAN, *Involutina communis* (KRISTAN), *Involutina* sp., *Solenopora* sp., krinoidové články, prierez hrubostennou lamelibranchiátovou schránkou.

Tmavšie sivý, oolitový alebo slabo rekryštalizovaný lumachelový vápenec s krinoidmi a úlomkami schránok lamelibranchiátov, brachiopódov s ostňami ježoviek a klastického kremeňa s najväčšou pravdepodobnosťou patrí rétu – hetanžu.

Valúny tvorené krinoidovými vápencami (krinoidový biomikrit, krinoido-

vý biosparit s klastickým kremeňom), celistvý vápenec spongiovej mikrofacie, sivohnedý celistvý vápenec globochétovo-vláknovej alebo rádioláριοvo-vláknovej mikrofacie, ako aj rádiolarity, pochádzajú z jurských komplexov hornín.

Vo valúnoch sme nezistili vápenec sakokómovej, kalpionelovej mikrofacie, ani organodetrítické vápence s orbitolínami.

Vrchnokriedové organodetrítické vápence s orbitoidmi sme zistili vo valúnoch, ktoré tiež tvoria väčšie bloky (sklzové telesá) uprostred zlepencov. Pod mikroskopom je možné sledovať tieto organické zvyšky: krinoidy, koralý, *Lithothamnium* sp., lamelibranchiáty, gastropódy, machovky a foraminifery. V menšom množstve (5 %) sa vyskytuje klastická prímes, tvorená kremeňom 0,3–2,5 mm veľkosti.

Nad zlepencami, pri škole v Jandovej doline vystupuje súvrstvie v podobe lavicovitých, hrubozrnných pieskovcov. Pieskovce majú psamitickú štruktúru a petrografická asociácia klastického materiálu je podobná ako pri zlepencoch. Rozdielnosť sa javí iba v tom, že v pieskovcoch sme zistili okrem vyššie popísaných sedimentárnych hornín aj úlomky vápencov so sakokómami a kalpionelami. V nepatrnom množstve sme zistili ešte aj úlomky červených šlieňovcov, v ktorých však neboli zistené mikroorganizmy. Klastické čiastočky sú tmelené karbonátom miešaným klastickým kremeňom. V tmelovej hmote sa vyskytli úlomky machovky, *Orbitoides* sp., *Lithothamnium* sp., *Nummulites* sp.

Valúny vyvrelých hornín sú, ako poznamenáva K. BORZA' (1962), dokonale opracované a pochádzajú pravdepodobne z denudovaných, starších klastických hornín, nakoľko sú už dokonale opracované. V zlepencoch okrem popísaných valúnov sa nachádzajú aj bloky a balvany organogénnych riasovo-koralových vápencov (36), ktoré obsahujú organické zvyšky. Na základe nálezu *Discocyclina seunesi* DOUV. a *Distichoplax biserialis* (DIETR.) boli zaradené do paleocénu (por. J. SALAJ 1960, 1962, O. SAMUEL – J. SALAJ 1961, J. SALAJ 1961, 1962), resp. M. MIŠÍKOM – S. ZELMANOM (1959) do eocénu.

E. KÖHLER (1961) na základe výskytu *Discocyclina seunesi* DOUV. a *Discocyclina douvillei* (SCHLUMB.) usudzuje, že ide o vrchný paleocén.

Okrem spomenutých organických zvyškov sa našla vo vápencoch bohatá flóra a fauna rifového biotopu, viď D. ANDRUSOV (1965).

Vrhnú hranicu súvrstvia exotických zlepencov s organogénnymi riasovo-koralovými vápencami určuje flyšové súvrstvie s mikrofaunou vrchného paleocénu. Hrúbka kravárikovského súvrstvia je 200–300 m.

34 Súvrstvie Priepasného – vrchný paleocén–spodný eocén

Vrchnopaleocénny flyš je dokázaný v páse osád U Kravárikov – Horné Chalupy (J. SALAJ 1962, E. HANZLÍKOVÁ 1963). Pieskové polohy sú stredno-až hrubolavicovité a štruktúra je psamitická. Pieskovec je tvorený hlavne úlomkami karbonátov (až do 55 %), zrnami kremeňa (90 %), úlomkami ílovitých bridlíc (3 %), úlomkami a zrnami živočv (do 1 %). Zriedkavo sa vyskytuje muskovit, biotit a chlorit. Z akcesorických minerálov bol zaznamenaný turmalín. Veľkosť zrn sa pohybuje v rozmedzí 0,1–0,2 mm. Úlomky uhličitanov, ako i zrná kremeňa sú pomerne málo opracované, tmel je vápnitý a bazálny. Z organických zvyškov sa zistili úlomky rias, machovky, *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp. a z numulitov E. Köhler určil typický vrchnopaleocénny druh *Nummulites solitarius* de la HARPE. Výskyt foraminifer je preukázaný vo vrchnopaleocénnych zónach *Morozovella aequa* a *Morozovella marginodentata*.

V zóne *Morozovella aequa* sa zistila a dokázala mikrofauna: *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Ammodiscus hoernesii* (KARRER), *Dendrophyra robusta* GRZYBOWSKI, *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER), *Subbotina trivialis* (SUBBOTINA) a *Globorotalia aequa* CUSHMAN et RENZ. V zóne *Morozovella marginodentata* sa vyskytujú druhy: *Hyperammina nodata* GRZYBOWSKI, *Anomalina* (*Anomalina*) *ekbloni* BROTZEN, *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER) a *Morozovella marginodentata* (SUBBOTINA), z ktorých posledne menovaný druh je veľmi bohato zastúpený. V spodnom eocéne pristupuje k tomuto spoločenstvu *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA). Hrúbka súvrstvia Priepasného je 300–500 m.

Poznámka: K súvrstviu Priepasného treba pričleniť aj flyšové súvrstvie j.j.v. od Jablonky po Dolinu Vydarených, ktorá je na mape označená indexom 33.

Vývoj Starej Turej

Prechodný vývoj, patriaci do myjavskej skupiny vystupuje na povrch v oblasti medzi samotou Matejovo a Starou Turou. Sedimenty tohto vývoja označili O. SAMUEL – J. SALAJ – A. BEGAN 1980 ako lubinské súvrstvie (obr. 4). Jeho hrúbka je 800–1 000 m.

33 Lubinské súvrstvie – stredný paleocén–spodný eocén

Sem zaraďujeme súvrstvie nasledovných litologických typov hornín, ktoré sa rytmicky striedajú:

- sivé, sivohnedasté slieňovce s piesčitou prímесou a pelosideritovými konkréciami,
- sivomodré, detritické vápence – kalkarenity,
- kalcirudity,
- zlepenice,
- svetlosivohnedé organogénne (biohermné) vápence.

Petrografické vyhodnotenie detritických hornín a ich charakteristika je nasledovná:

Sivomodré detritické vápence – kalkarenity

Hornina sa vo výbruse vyznačuje detritickou štruktúrou. Základnú hmotu horniny tvorí svetlý hrubokryštalický sparit. Detritický materiál je zastúpený s organogénnymi úlomkami, pričom výskyt starších hornín v porovnaní s organogénnymi úlomkami je druhoradý. Veľkosť detritických úlomkov sa pohybuje od 5–3 cm. Organogénne úlomky sú najčastejšie zastúpené riasami, machovkami, koralmi a foraminiferami a z nich boli určené: miliolidné foraminifery *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Orbitoides* sp., *Discocyclina* sp., a *Nummulites* sp., okrem nich zisťujeme však aj úlomky hrubostenných schránok lamelibranchiát. Vyššie uvedené organogénne úlomky sú poloostrohranné a v malom množstve sa vyskytujú aj menšie úlomky mikritických vápencov. Množstvo klastického kremeňa sa mení. V niektorých výbrusoch sa percentuálne množstvo kremeňa pohybuje od 1–2 %, kremenné zrná sú ostrohranné a často pozorujeme, že jednotlivé zrná sú rozpukané.

Kalcirudity

Spolu s vyššie opísanými kalkarenitmi je možné dobre sledovať hrubo-zrnnejšie petrografické obmeny detritických vápencov – kalcirudity. Rozdiel-

nosť sa javí iba v tom, že v hrubozrnejších vápencoch sa konštatovali neporušené veľké foraminifery a úlomky starších hornín. Ide najmä o úlomky s globotrunkánmi, piesčité slieňovce a opracované úlomky silicítov.

Zlepenec

Drobnozrnné zlepenec (2 mm–3 cm) vystupujú spolu s kalciruditmi. Posledné z nich podľa klasifikačnej schémy J. KOUTKA (1923) by sme mohli zaradiť k vápencovým zlepencom s poznámkou, že k zložke vápencových úlomkov

SENÓN A PALEOGÉN VÝVOJA SUROVÍN ^{Obr. 4}				
J. Solaj, A. Begon, 1987				
VRCH. KRIEDA BREZOVSKÁ SKUPINA	olig.	3 m	menilitové bridlice	
	str. eocén	300 - 400 m	súvrstvie Jablonky: pieskovce, pestré, prevažne červené íly a slieň	
	sp. eocén	400 - 500 m	rifové, riasovo-korálové vápence s polohami sivozelených slieňov	
	str. vrch. paleocén	300 - 400 m	súvrstvie Dedkovho vrchu organodetrítické riasovo-korálové a machovkové vápence, vzácné slieň	
	dán	5 m	vápnité pieskovce a sivozelené slieň	
	mástricht	50 - 80 m	súvrstvie Polianky slieň, ojedinelé polohy vápnitých pieskovcov	
	kampan	250 - 300 m	súvrstvie Polianky flyšoidné súvrstvie s prevahou slieňov	
	2	5 m	košariské súvrstvie: pestré slieň	

by sme pričlenili aj organogénne zvyšky, alebo by sme ich priradili ku kalciruditom s uvedením valúnov starších hornín. Na základe petrografickej analýzy v sparitovej medzihmote, okrem organogénnych úlomkov (podobne ako sú v kalkarenitoch, hoci v menšom množstve) pozorujeme opracované úlomky globotrunkánových slieňov, piesčitých slieňov, silicitov, pieskovcov a bá-zických, vulkanických hornín. Spolu s úlomkami starších hornín sa vyskytu-jú aj ostrohranné zrnká kremeňa.

Valúnový materiál hrubozrnných zlepencov ako preukázala A. Kullmanová, je zastúpený hlavne silicitmi, globotrunkánovými slieňmi, piesčitými slieň-mi s globotrunkánmi, organodetrítickými vrchnokriedovými vápencami, váp-nitými pieskovcami, rohovcovými vápencami s ihlicami húb, kremitými pies-kovcami (kremencami), vápencami mozaikovej štruktúry, organogénnymi vápen-cami (vrchnotriasovými?). Transgresívny charakter tohto typu zlepencov je preukázaný len v širšom okolí kóty Roh (s. od Lubiny).
Poznámka: Transgresívne zlepence sz. od Hodulovho vrchu, pričlenené na ma-pe ku kravárikovskému súvrstviu (medzi osadami Štefíkovci – Lazový jarok) môžu predstavovať marginálnu fáciu vývoja Starej Turej a vekovo sú pravde-podobne totožné staršou časťou lubinského súvrstvia.

Svetlosivohnedé organogénne (biohermné) vápence

Uprostred súvrstvia tvoria väčšie bloky – olistolity. Z organických zvyškov sú najbohatšou zložkou trsy koralov a koralové riasy: *Archeolitho-thamnium* sp., *Ampiroa* sp., *Lithoptylum* sp. Popri vyššie uvedených druhoch sú najhojnejšou zložkou foraminifery, z nich najmä miliolidné formy a se-silné foraminifery. Zriedkavejšie sa vyskytujú machovky, ostne ježoviek, krinoidy, hrubostenné lamelibranchiáty, gastropódy a *Orbitoides* sp. Zrnká prachového kremeňa sa vyskytujú v nepatrnom množstve.

Vekový rozsah uvádzaného flyšového súvrstvia i s organogénnymi ria-sovo-koralovými vápencami je vrchný paleocén – spodný eocén.

Paleocénny, hlavne vrchnopaleocénny vek súvrstvia je dokázaný mikro-faunou, numulitmi a nanoplanktonom. Z mikrofauny, okrem netypických agluti-nácií sa vyskytujú pomerne vzácne *Morozovella marginodentata* (SUBBOTINA), *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER. Bohatšia paleogénna mikrofauna glo-bigerín sa nachádza v okolí Starej Turej, kde je zastúpená druhmi ako napr.: *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Gl. yeguanensis* WEINZERL et APPLIN, *Morozovella subsphaerica* (SUBBOTINA), *Planorotalia pseudomenardi* (BOLLI), *Globigerina* varianta SUBBOTINA, *Planorotalia convexa* (SUBBOTINA), *T. (Accarinina) mckannai* (WHITE), *T. (Aca-rinina) acarinata* (SUBBOTINA), *Morozovella pusilla laevigata* (BOLLI), *Mo-rozovella primitiva* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) a *Cibicides succedens* BROTZEN. Bohatšia paleocénna mikrofauna globigerín sa nachádza v okolí Starej Tu-rej. Z numulitov sa našiel v lokalite U Zmekov druh *Nummulites solitarius* de la HARPE. Najbohatším a najlepšie zastúpenými organickými zvyškami v paleocénnom súvrství je nanoplankton, z ktorého H. Bystrická určila mnoho druhov z vrchnopaleocénnej (ilerdskej) zóny *Discoaster multiradia-tus*. Zastúpené sú hlavne druhmi.: *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. aff. heliatus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. barbadiensis* TAN SIN HOK, *D. cf. sublodoensis* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoasteroides megastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. splendidus* MOHLER, a *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE et SULLIVAN.

Spodnoeocénny flyš je na mikrofaunu pomerne chudobný. V spodnom eocéne sa vyskytuje ešte *Morozovella marginodentata* (SUBBOTINA) a hojné aglutinácie.

Veľmi bohaté je spoločenstvo nanoplanktónu. V spodnom eocéne v zmysle B. HAYOVHO (1962) členenia môžeme rozlíšiť dve subzóny:

a) subzóna *Marthasterites tribrachiatus*,

b) subzóna *Discoaster lodoensis*.

Z uvedených subzón H. BYSTRICKÁ (1963) vo vzorkách z oblasti osád: U Ševcov, Jandová dolina, Havlovia a Horné Chalupy uvádza bohaté asociácie.

Subzónu *Marthasterites tribrachiatus* reprezentujú druhy: *M. tribrachiatus* (BRAMLETTE et RIEDEL), *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. aff. ornatus* STRADNER, *D. binodosus* MARTINI, *D. cf. falcatus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. salisburgensis* STRADNER. Subzónu *Discoaster lodoensis* reprezentujú druhy: *Discoaster lodoensis* B. et S., *D. elegans* B. et S., *D. distinctus* M., *D. mirus* DEFLANDRE, *D. deflandrei* B. et R., *D. gemmifer* STR., *D. plebeius* MOHLER, *Discoaster kuepperi* STRADNER, *Marthasterites tribrachiatus* (B. et R.), *Coccolithus grandis* B. et S., *Rhabdolithus creber* DEFLANDRE, *Rhabdolithus perlongus* DEFLANDRE, *Rhabdolithus tenuis* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Discolithus pulcher* DEFLANDRE, *Zycolithus dubius*, DEFLANDRE, *Coccolithus dubius* DEFLANDRE, *Coccolithus crassus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Coccolithus staurion* BRAMLETTE et SULLIVAN a *Coccolithus solitus* BRAMLETTE et SULLIVAN.

Lavicovité pieskovce (Lubina, kameňolom pri hradskej na jz. od obce) obsahujú veľké foraminifery, z ktorých E. Köhler (in Zjazdový sprievodca 1961) určil *Assilina placentula* D'Archiac, *Operculina canalifera* D'Archiac a *Nummulites variolarius* (LAM.). Mikrofauna (O. SAMUEL — J. SALAJ et M. VAŇOVÁ 1963, H. BYSTRICKÁ 1963) z bridličnatých polôh tohto súvrstvia je zastúpená druhmi: *Ammodiscus angygyrus* (REUSS), *Haplophragmoides suborbicularis* (GRZYBOWSKI), *Spiroplactamina* sp., *Gyroidina florealis* WHITE, *Globigerina eocaenica* TERQUEM, *Globigerina lineaperta* FINLAY, *Morozovella aragonensis* (NUTTAL), *Morozovella subbotina marginodentata* (SUBBOTINA), *Lagena globosa* MONTAGU, *Robulus rotulatus* LAMARCK a *Cibicides pseudoungeri* (CUSHMAN).

Okrem vyššie uvádzaných organizmov je v tomto súvrství početne zastúpený nanoplanktón, z ktorého H. BYSTRICKÁ (1963) určila druhy: *Coccolithus consuetus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *C. crassus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *C. grandis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Coccolithus cf. cribellum* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Discoaster binodosus* MARZINI, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster cf. megastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN a *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE et RIEDEL) DEFLANDRE.

Polohy organogénnych, riasovo-koralových vápencov vo flyšovom súvrství sú preplnené riasami (tab. IV, obr. 1). Z ostatných zvyškov sa vyskytuje *Discocyclina* sp., machovky, dierkovce, miliolidy, úlomky schránok lamelibranchiátov a drobné foraminifery. Z klastickej prímеси, ktorá je nepatrná, sa vyskytuje hlavne kremeň, úlomky kremencov, muskovit a chlorit. Z minerálov zasa glaukonit.

Vývoj Surovina

Tento severný vývoj (obr. 5) je zastúpený hlavne v okolí Polianky, kde jeho najstaršie, na povrch vystupujúce členy, tvoria jadro antiklinály.

41 Košariské súvrstvie: pestré sliene – spodný kampán

Ako najstaršie súvrstvie tu možno vyčleniť pestré sliene spodného kampánu s mikrofaunou zóny *Globotruncana arca*. Na povrch vystupuje len asi 5 m. Celková predpokladaná hrúbka je 30–50 m.

31 Súvrstvie Polianky – vrchný kampán–dán

Toto súvrstvie s hrúbkou 300–380 m tvoria prevažne sivozelené sliene (vzácné i červené) a slieňovce, s ojedinelými polohami jemnozrnných vápnitých pieskoviec a orbitoidových vápencov. V slieňoch sa objavujú úlomky inocerátov a bohatá mikrofauna.

Vrchný kampán je dokázaný asociáciou foraminifer zóny *Globotruncana arca rugosa* a spodný mástricht je doložený asociáciou foraminifer zóny *Globotruncana falsostuarti*.

Z vrchného mástrichtu sa získala bohatá mikrofauna zóny *Racemiguembelina varians*, z ktorej uvedieme aspoň: *Hormosina ovulum giganta* GERÖCH, *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Gublerina ornatissima* (CUSHMAN et CHURCH), *Ventibralella carsey* PLUMER, *Pseudotextularia elegans* RZEHAČ, *Goupilaudina fleuriassi* (D'ORBIGNY), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Racemiguembelina textulaformis* (WHITE) a *Racemiguembelina varians* (RZEHAČ).

Sivozelené sliene dánu s polohami vápnitých pieskoviec vystupujú v jadre antiklinálnej štruktúry pri Polianke. V spodných polohách sliene obsahujú drobné, pravdepodobne preplavené globotrunkány, ktoré vystupujú spolu s globigerínami dánu. Vo vrchnejších polohách sa už globotrunkány nevyskytujú. Asociácia dánu je rodovo i druhovo zastúpená bohatým spoločenstvom foraminifer, v ktorom sa vyskytujú najčastejšie *Aragonia velascoensis* (CUSHMAN), *A. ouazzanensis* (REY), *Anomalina* (*Anomalina*) *grandis* VASSILENKO, *Nuttallides* aff. *truempyi* (NUTTALL), *Pseudoparella minuta* OLSON, *Bulimina arkadelphia* *midwayensis* CUSHMAN-PARKER, *Stensioeina caucasica* (SUBBOTINA), *Eponides vortex* (WHITE), *Eponides plummerae* CUSHMAN, *Globoconusa daubjergensis* (BRÖNNIMANN) a *Globigerina* varianta SUBBOTINA.

Nanoplanktónne spoločenstvá určené V. Gašparikovou zastupujú tieto druhy: *Braadosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD), *Coccolithus savus* HAY et MOHLER, *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE et MARTINI, *Thoracosphaera operculata* BRAMLETTE et MARTINI, *Zygodiscus sigmoides* BRAMLETTE et SULLIVAN. Charakter spoločenstva zodpovedá najspodnejšiemu dánu, zatiaľ čo vyšší dán reprezentuje zóna *Chiasmolithus danicus*. V uvedenej zone sa našli najmä druhy: *Chiasmolithus danicus* (BROTZEN) HAY et MOHLER, *Coccolithus cavus* HAY et MOHLER, *Zygodiscus sigmoides* BRAMLETTE et SULLIVAN.

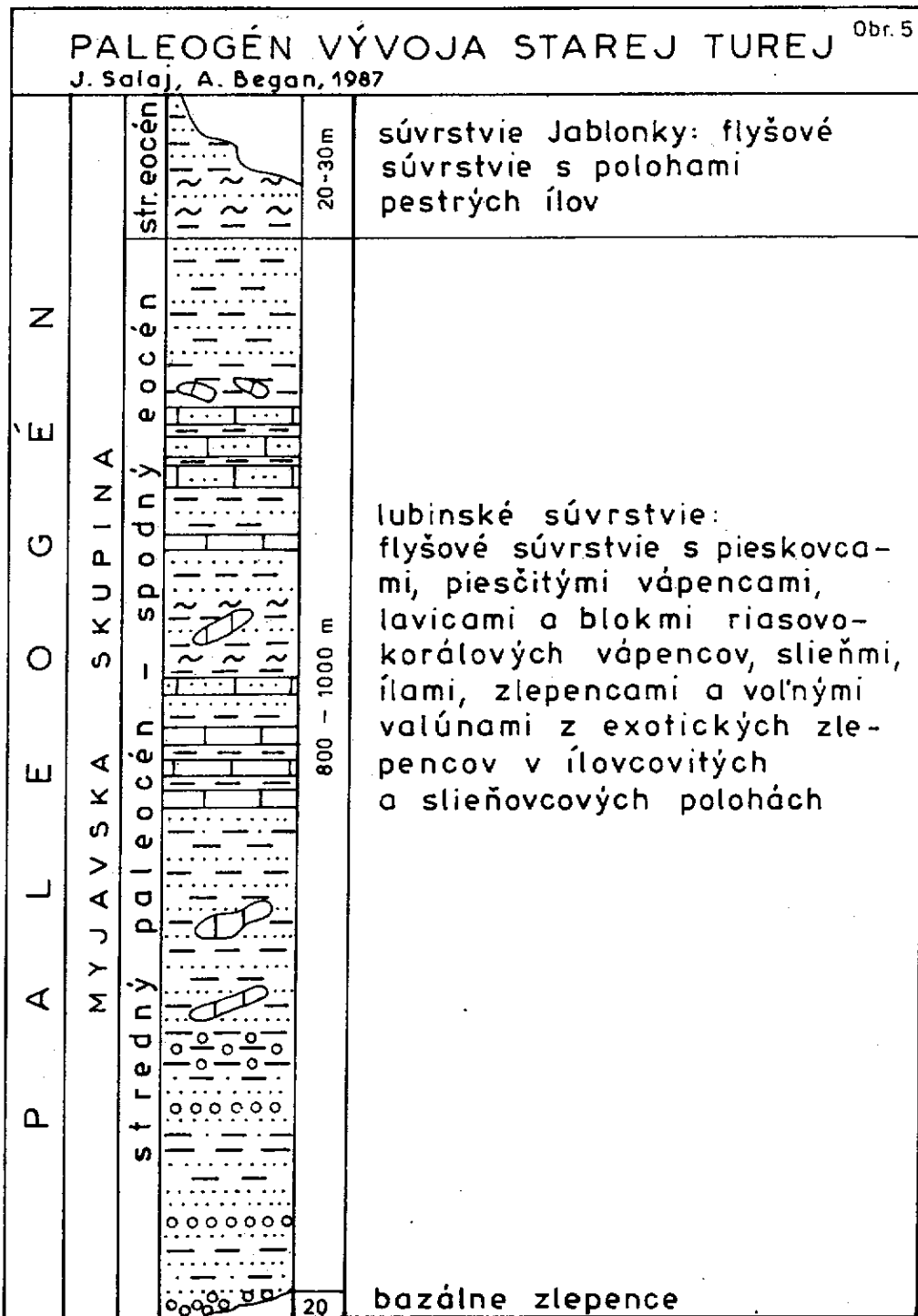
Montskej zóne *Ellypsolithus macellus* zodpovedajú zasa nasledovné druhy: *Coccolithus cavus* HAY et MOHLER, *Cruciplacolithus subrotundus* PERCH-NIELSEN, *Erisconia subpertusa* HAY et MOHLER, *Chiasmolithus danicus* (BROTZEN) HAY et MOHLER, *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE et MARTINI a *Toweius crasiculus* HAY et MOHLER.

Vzájomný vzťah mástrichtu a dánu sa pozoroval v okolí kóty Diely. V nadloží flyšového vrchného mástrichtu (*Loxostoma selmaensis* (CUSHMAN), *Osangularia lens* BROTZEN, *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Anomalina* (*Gavelinella*) *monterelensis* (MARIE) a *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG) sú sivozelené sliene dánu s polohami pieskoviec (zárez poľnej cesty), ktoré obsahujú bohatú mikrofaunu: *Globoconusa daubjergensis* (BRÖNNIMANN), *Anomalina* (*Anomalina*) *ekbloni* BROTZEN, *Stensioeina whitei* MOROZOVA, *Stensio-*

eina caucasica (SUBBOTINA), Osangularia lens BROTZEN, Anomalinoides midwayensis a Bolivina oedumi BROTZEN.

30 Súvrstvie Dedkovho vrchu – stredný paleocén–spodný eocén

Toto súvrstvie (hrubé asi 700–900 m) je tvorené organodetrilitickými hrubolavicovitými riasovo-koralovými a machovkovými vápencami a rifovými a riasovo-koralovými vápencami, ktoré sa striedajú so slieňovcami a slieňmi. Vápence majú hrúbku od 5 cm–0,5 m, sú slabo piesčité a klasticko-orga-



nogénnou štruktúrou. Samotný vápenec je mikrozrnný až jemnozrnný a vyskytujú sa v ňom organické zvyšky (20 %), najmä riasy, machovky, globigeríny, kalcisféry, ojedinele ostne ježoviek, miliolidy a foraminifery textulárneho typu. Klastická prímes (cca 10 %) je tvorená zrnami krémeňa, ojedinele živcami, úlomkami vyvrelých hornín a silicitmi. Živce sú často sericitizované. Zistený bol však aj rutil, zirkón, muskovit, chlorit a z autigénnych minerálov aj glaukonit a pyrit. Z hlavných druhov, ktoré sa vyskytujú v spodných polohách organogénnych vápencov spomenieme aspoň druh *Discocyclina seunesi* (DOUVILLÉ), *Operculina* cf. *heberti* MUNIER-CHALMAS. Vyššie polohy, ktoré zodpovedajú vrchnému paleocénu obsahujú *Nummulites solitarius* DE LA HARPE a z najvrchnejšieho paleocénu až spodného eocénu (cuisenu) druh *Discocyclina douvillei* (SCHLUMBERGER). Ak porovnáme vyskytujúce sa organizmy z uvedeného paleocénu s paleocénom akvitánskej panvy, zistíme nápadnú zhodu ich stratigrafického rozšírenia. Významnou fosíliou zo skupiny pterobranchiátov (*Rhabdopleura*) je *Districhoplax biserialis* (DIETRICH) PIA, uvádzanou väčšinou ako charakteristický druh pre paleocén–spodný eocén.

V slienitých polohách paleocénno–spodnoeocénneho komplexu organogénnych vápencov v oblasti Polianky sa nachádza bohatá planktonická mikrofauna, ktorá umožňuje detailné členenie tohto súvrstvia.

Stredný–vrchný paleocén je doložený prítomnosťou druhu *Discocyclina seunesi* (DOUVILLÉ). Uvedený druh vystupuje spolu s pravdepodobne preplavenými jedincami druhu: *Pseudosiderolites calcitapoides* (LAMARCK), ktoré však vo výbruse nejavia žiadne znaky porušenia schránky. Malé foraminifery, charakteristické pre túto časť paleocénu sme nezískali.

Vrchný paleocén z hľadiska mikrofauny zodpovedá zónam *Morozovella aequa* a *Morozovella subbotina marginodentata*.

V spodnej časti súvrstvia (zóna *Morozovella aequa*) sa nachádza aj bohatý nanoplankton, z ktorého H. BYSTRICKÁ (1963) uvádza druhy: *Discoaster* cf. *gemmeus* STR., *D. multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Heliolithus riedeli* BRAMLETTE et SULLIVAN a *Coccolithus consuetus* BRAMLETTE et SULLIVAN.

V zóne *Globorotalia subbotina marginodentata* je mikrofauna zastúpená druhmi: *Globorotalia subbotina marginodentata* SUBBOTINA, *Globigerina linaperta* (FINLAY), *Anomalina* (*Anomalina*) *ekbloni* (BROTZEN) a *Hyperammina nodata* GRZYBOWSKI.

Spodný eocén je doložený nasledovnou mikrofaunou: *Ammodiscus hoernessi* (KARRER), *Globigerina pseudoeocaena* SUBBOTINA a *Gl. linaperta* FINLAY, *Morozovella lensiformis* (SUBBOTINA) a *Morozovella aragonensis* (NUTTALL).

Poznámka: Súvrstvie Dedkovho vrchu je dodatočne preukázané (cca 100 m) technickými prácami (rýhy) aj v značne zahľinenom teréne. Vystupuje v nadloží súvrstvia Polianky (sz. od osady Šimkovia) a na mape zodpovedá najspodnejšej časti súvrstvia Jablonky.

29 Súvrstvie Jablonky – stredný–vrchný eocén

Súvrstvie s hrúbkou asi 300–400 m je vyvinuté vo flyšovej fácií a vyznačuje sa častými polohami pestrých, prevažne červených ílovcov.

Strednoeocénne (lutét) sedimenty zodpovedajú zóne *Turborotalia* (*Acarinina*) *crassata densa* (CUSHMAN). Obsahujú bohatú mikrofaunu, ktorá je zastúpená druhmi: *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI, *Ammodiscus hoernessi* (KARRER), *Glomospira charoides* (PARKER et JONES), *Haplophragmoides elegans* (GRZYBOWSKI), *Trochamminoides irregularis*

WHITE, Trochamminoides subcoronatus (GRZYBOWSKI), Cyclamina amplexans GRZYBOWSKI, Eponides subumbanatus MJATLIUK, Glomobulimina pacifica orogenesis CUSHMAN, Nuttallites truempyi (NUTTALL), Globigerina eocaena GUEMBEL, Turborotalia (Acarinina) crassata densa (CUSHMAN) a Globigerina higginsii BOLLI.

Zo spomínaného súvrstvia sa získal aj bohatý nanoplanktón, z ktorého H. Bystrická určila nasledovné druhy: Discoaster barnadiensis TEN SIN HOK, D. trinus STRADNER, D. molengraffii TEN SIN HOK, D. multiradiatus SULLIVAN et RIEDEL, D. hilli TEN SIN HOK, D. deflandrei BRAMLETTE et RIEDEL, D. cf. geometricus STRADNER, D. lodoensis BRAMLETTE et RIEDEL, D. pentaradiatus BRAMLETTE et RIEDEL a i.

Vrchnú časť stredného eocénu potvrdzuje hlavne výskyt druhu Globigerina eocaena GUEMBEL a ojedinelé výskyty druhu Globigeronoides index FINLAY.

Vrchnoeocénne sedimenty sú dokázané v synklinálnych jadrách, kde sa však zachovali len sporadicky. Skôr sa dokázali sedimenty spodnej časti vrchného eocénu zóny Globigerinoides index.

28 Bridlice menilitového typu – vrchný eocén

V nadloží súvrstvia Jablonky vystupujú v oblasti myjavskej tehelne na povrch sivozelené tvrdé sliene (faciálne veľmi podobné globigerínovým slienam). Nad nimi sa objavujú 2 m bridlíc menilitového typu s konglomerátovou polohou. O. SAMUEL (1972) ich na základe superpozície zaraďuje do vrchného eocénu (spodný priabón).

Rašovský vývoj

27 Rašovskú sériu sme vymedzili (A. BEGAN a J. SALAJ 1978) pre sedimenty severnej, okrajovej časti manínskeho sedimentačného priestoru. Na základe novších štúdií interpretujeme sedimenty rašovského vývoja ako severnú okrajovú fáciu senónu Myjavskej pahorkatiny, ktorá sedimentovala na zvrásnený podklad tvorený drietomským pásmom. Sedimenty rašovského vývoja sú zachované len útržkovite, a to v oblasti Podbranča, Turej Lúky a v okolí Moravského Lieskového. Sem zaraďujeme súvrstvie exotických zlepcov s polohami vápnitých pieskovcov a organogénnych vápencov. Spomínané sedimenty skúmal K. BORZA (1962) a dospel k záveru, že ide o polymiktné, strednozrnné zlepence, tvorené prevažne vyvrelými horninami. Sú to prevažne melafýry, kremité porfýry a žuly (70 %), menej sú však už zastúpené sedimentárne horniny (30 %).

Valúny sú prevažne zaoblené, prípadne až dokonale zaoblené. Ich veľkosť sa pohybuje od 1–5 cm (70 %), 5–10 cm (25 %), nad 10 cm (5 %).

Imel zlepcov je pevný, drobovo-vápnitý. Materiál zlepcov je vytriedený a striedajú sa v ňom polohy jemnozrnejších a hrubozrnejších zlepcov.

Zo sedimentárnych hornín sú zastúpené pieskovce, arkózy, vápence, dolomity a dolomitické vápence.

Z jurských a kriedových hornín sa najčastejšie vyskytujú tmavosivé piesčité vápence, spongolity, krinoidovo-spongolitové vápence a rádiolarity a sivé klastické vápence s úlomkami orbitolín. Miestami sa objavujú aj celistvé organogénne vápence s hojnými organickými zvyškami.

Pieskovce sú tvorené vápencami rôzneho druhu, hlavne pelitomornými, mikrozrnnými, jemnozrnnými, rádioláriovými, kalpionelovými, piesčitými,

gravelovými, pseudoolitickými. Skladbu pieskovcov tvoria ďalej dolomity, pieskovce, úlomky vyvrelých hornín a zrná kremeňa. Úlomky hornín sú prevažne slabo opracované a ich veľkosť sa pohybuje medzi 0,5–5 mm. Tmel je vápnitý, pričom je možné pozorovať v ňom bohaté organické zvyšky, hlavne machovky, miliolidy, solenopóry, ojedinele aj *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN) a koraly.

K. BORZA (1962) ich považoval za santónske, neskôr však našiel v jemnozrnnom materiáli v zlepencovitej polohe orbitoidy, ktoré podľa určenia E. Köhlera patria kampánu. Ide o druh *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), a preto ich prehodnotil a považoval ich za kampánske (K. BORZA 1966).

Poznámka: Do rašovského vývoja senónu južne od Turej Lúky preraďujeme flyšové súvrstvie a orbitoidné vrstvy U Majdlenov – Šimkov vrch začlenené na mape do vývoja Bradla. K rašovskému vývoju bude pravdepodobne treba preraďiť aj zlepence západne od osady Bzince pod Javorinou (Hrabové, Tučkovec, Chrásť).

Klapská jednotka

Drietomská sekvencia

K drietomskej sekvencii v rámci klapskej jednotky sa doteraz v predmetnom území nezaradovali žiadne sedimenty. Jura ako aj spodná a stredná krieda sa považovali za súčasť manínskej série.

Mapovaním boli však zistené nové výskyty vrchného triasu a liasu v úseku medzi Myjavou a Rudníkom. Ide o súvrstvie pestrých bridlíc a kremencov keupru, lumachelových a piesčitých vápencov rétu, piesčitých vápencov a piesčitých bridlíc spodného liasu a škvŕnitých slieňov vyššieho liasu. Tieto sedimenty vystupujú po vnútornej strane bradlového pásma, ale často aj uprostred magurského paleogénu. V podobnej pozícii a s podobným litofaciálnym obsahom sme popísali manínsku sériu z územia medzi Trenčínom a Novým Mestom nad Váhom (A. BEGAN, K. BORZA, J. SALAJ 1966). M. RAKÚS (1977) sedimenty od Drietomy nazval drietomskou sériou a dáva ich do vzťahu so šiprúnskym trogom. M. MAHEL (1978) triasové členy priraďuje k obalovej sérii Inovca a mladšie sedimenty rozčleňuje medzi krížňanskú a bošácku sériu.

J. SALAJ – A. BEGAN (1983) tieto sedimenty pričleňujú k drietomskej sekvencii (obr. 6), ktoré sedimentovali južne od kysuckej sekvencie. Na skúmanom území okrem absencie posidoniových vrstiev a slienitej strednej kriedy opierame sa aj o paleogeografické úvahy v tom zmysle, že drietomskú sériu, resp. lakšársky šupinový systém (ako priame pokračovanie mezozoika viedenskej panvy; R. JIRÍČEK 1981), predpokladáme v podloží sedimentov vývoja Surovína. Naproti tomu v podloží sedimentov senónu a paleogénu Bradla predpokladáme vystupovanie mezozoických sedimentov jablonického, lunzského a čiastočne i nedzovského príkrovu, ktoré sú známe z Brezovských a Čachtických Karpát a ktoré pozdĺž výrazných zlomových línií vystupujú na povrch.

57 Piesčito-ílovité bridlice, kremité pieskovce, kremence, sadrovce – karn–norik

Predstavujú najstaršie súvrstvie tejto sekvencie. Ide o súvrstvie

piesčito-ílovitých bridlíc červenej, žltkastej, sivej alebo zelenkastej farby, s polohami svetlých, hnedastých a sivých kremencov. Kremence sú vrstevnaté, častejšie však masívne. Zrná kremeňa sú veľké 0,05–0,2 mm a obsahujú rôzne uzavreniny, zriedkavo sú číre, častejšie undulozne zhášajú. Ďalšou zložkou sú živce (1–2 %) – oligoklas, andezín, menej ortoklas a často sú sericitizované. Zriedkavý je apatit, turmalín, muskovit, biotit, zirkón, pyrit a úlomky kremitého porfýru. Tmel je kremito-ílovitý, zriedkavo karbonátový alebo železitý.

V piesčito-ílovitých bridliciach je ílovitý podiel tvorený hydrosľudami a pigmentovaný je hematitom. Z klastických prímiesí obsahujú bridlice hodne kremeň (cca 25 %), ďalej sericitizované živce, zriedkavo však muskovit a chloritizovaný biotit. Z ťažkých minerálov je zastúpený turmalín, rutil a zirkón. Veľkosť zrn kremeňa sa pohybuje v rozmedzí 0,05–0,2 mm. Obsahujú rôzne uzavreniny, zriedkavo sú aj číre, ale častejšie majú undulozne zhášanie. Sú alotriomorfné ohraničené a prevažne ostrohranné.

Celý vývin popisovaného súvrstvia má charakter tzv. karpatského keupru. Na základe litologickej zhody s vývinom v centrálnych Karpatoch a na základe vystupovania paleontologicky doloženého rétu v nadloží zaraďujeme súvrstvie karpatského keupru do vrchného triasu (karn–norik). Predpokladáme, že sadrovec v okolí Rudníka patrí tiež k tomuto súvrstviu a tvorí tu polohy hrubé asi do 1 m. Výskyt úlomkov karbonátových hornín popisovaných spolu s týmto sadrovcom poukazuje podobne na pomery ako sú v Drietome, kde sú rozsiahle polohy červenofialových vápencov, s výnimkou lavíc kremitých pieskovcov. Hrúbka súvrstvia je asi 100 m.

56 Bridlice, piesčité bridlice, lumachelové vápence – réť

Vo vyšších polohách sa nachádzajú sivé a tmavosivé lumachelové vápence a tmavosivé piesčité vápence. Vystupujú však len ojedinele ako šošovky spolu s pestrými bridlicami keupru uprostred grestenského flyšu.

Mikroskopicky sa zistilo, že vápence sú slabo rekryštalizované a obsahujú úlomky schránok lamelibranchiátov. Zriedkavo sa vyskytujú aj zvyšky ostrakódov, gastropódov a ojedinele prachové zrná klastického kremeňa, *Glomospira* sp. Obsahujú aj jemný hematitový pigment a miestami globuly pyritu.

Mikroskopicky je dokázané, že piesčité vápenec obsahuje bohaté úlomky schránok lamelibranchiátov, ale časté sú aj krinoidové články, úlomky schránok brachiopódov a ojedinele sa objavujú foraminifery – medzi inými nodosáriový typ. Bohatá je aj prímies klastického kremeňa, zrná ktorého sú angulárne s veľkosťou od 0,05 mm do 0,5 mm. Už zriedkavejšie sú lupienky muskovitu a akcesorický zirkón.

Z okolia Podbranča D. Štúr (1860) uvádza v týchto lumachelových vápencoch faunu rétu: *Cardinia austriaca* (HENER), *Gervillia inflata* SCHAFT, *Modolia minuta* (GOLDF.), *Terebratula gregaria* SUESS. Podobnú faunu uvádza aj Lóczy (1915). Okrem týchto foriem sme našli v okolí Drietomy *Rhaetavicularia contorta* (PORTLOCK), *Gervillia contorta* QUENST., *Dimydon intusstriatus* (EMMR.), *Isocyprine ewaldi* (BRON.). Všetky uvedené druhy zaraďujú spomínané súvrstvie do rétu. Hrúbku vzhľadom na nepravidelné šošovkovité výskyty možno stanoviť len v rozpätí asi 5–20 m.

55 Vápnité pieskovce, rohovcové vápence, bridlice – spodný lias

Ďalším členom uvedeného vývoja sú piesčité vápence až vápnité pieskovce, ktoré sa striedajú s piesčitými bridlicami (s hrúbkou asi 100 m).

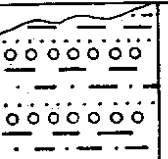


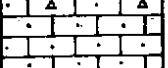
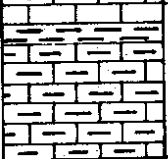
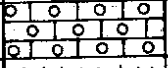
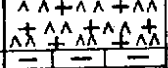
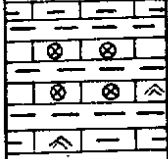
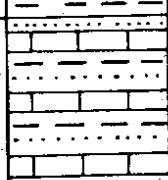
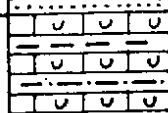
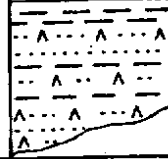
Mikroskopicky je hornina tvorená ostrohrannými zrnami kremeňa o veľkosti 0,1-0,2 mm. Základný vápenec je rekryštalizovaný, sparitový. Okrem kremeňa sa vyskytujú i jemné lupienky muskovitu a sporadicky je prítomný biotit. Z organických zvyškov sa vyskytujú drobné úlomky tenkoschránkových lameli-branchiátov, ostrakodov a foraminifery nodosáriového typu.

Hornina obsahuje bežne jemný Fe-pigment. Zriedkavo sa vyskytuje aj pyrit vo forme globúl a nepravidelných tvarov.

Bridlice sú pelitomorfne až jemnozrné a obsahujú ihlice húb, rádio-lárie, ojedinele aj krinoidy a drobné foraminifery. V záreze cesty v Rudní-

Obr. 6

DRIETOMSKÁ SEKVENCIA
A. Began J. Salaj, 1987

K R I E D A	stredná	turón - stredný alb		200 - 300m	flyšové súvrstvie pásma Vrzávky: pieskovce, pies- čité sliene, sliene a po- lohy exotických zlepencov	
		spodný alb		5 - 7	škvrité sliene s polohou hyaloklastickej lávy	
	spodná			0,3m	glaukonitické vápence	
				3m	tmavé rohovcové vápence	
		vrchný apt		30m	organoklastické a brek- ciovité vápence	
		spodný apt - vrch. titón		50 - 70m	slienité škvrité vá- pence a sliene	
	J U R A	malm	spod. titón - kimeridž		3-5	hluznaté červené váp.
			oxford- kelov		10m	červené a zelené rádio- larity
		doger	bat - vrch. lotaring		150 - 200m	slienité ílovité bridlice, vápence, svetlé krinoidové a rohovcové vápence, škvrité slienité vápen- ce a sliene
			sp. lotaring - hetanž		100m	vápnité muskovitické pieskovce, rohovcové vápence, piesčité vápence a bridlice
T R I A S		vrchný			5 - 20	bridlice, piesčité bridlice, lumachelové vápence
	rét - keuper			100m	piesčitoílovité bridlice, kremité pieskovce, kremence, sádrovce	

ku sme zistili na povrchu lavíc vápencov, odtlačky amonitov. Ide o formy *Alsatites cf. liasicus* (D'ORBIGNY) a bližšie neurčiteľný amonit zo skupiny arietotov. V podobnej fácii na Považí sa vyskytol druh *Vermiceras spiratissimum* (QUENST.), čo dokazuje, že ide o sedimenty spodného liasu.

54 Škvornité slienité vápence, krinoidové vápence, bridlice – vyšší lias–bat

V spojitosti so spodnoliasovými sedimentmi vystupujú na povrch vo forme malých šupín škvornité slienité vápence s faunou amonitov vyššieho liasu.

Väčšie plošné rozšírenie i hrúbku dosahuje však fácia škvornitých lavicovitých slienitých vápencov a slieňov. Vápence sa striedajú so slienito-ílovitými bridlicami tmavosivej farby s tenkobridličnatým rozpadom a typickými, nerovnými vrstevnými plochami s odtlačkami *Posidonomya alpina* (GRAS.). Vápence týchto vrstiev vo vyšších polohách sú tmavosivé, lavicovité a kremité. Uprostred vápencov sú časté šošovky alebo polohy rohovcov.

Škvornité vápence v mikrokryštalickej základnej hmote obsahujú najhojnejšie (do 70 %) ihlice húb, ktoré sú kalcifikované. Niekedy sú tieto ihlice húb vytriedené a vytvárajú mikrohľuzy.

Mikrokrnité vápence majú organogénnu štruktúru a organogénny detrit tvoria ihlice húb, hrubostenné schránky rodu *Inoceramus* a krinoidy. Zriedkavo sú zastúpené autigénne minerály. Ide o idiomorfne zrnká kremeňa a pyritu.

Rohovcové hľuzy alebo polohy predstavujú po mineralogickej stránke mikrokryštalický silicit alebo chalcedón a organickými zvyškami, silicifikovanými ihlicami húb.

Tmavé slienito-ílovité bridlice a vápence, ktoré zaberajú najväčšiu rozlohu, vystupujú na povrch hlavne medzi Podbrančom a Turou Lúkou. Dlho boli považované za posidóniové a nadposidóniové vrstvy kysuckej série. Hrúbka celého súvrstvia je 150–200 m.

Okrem *Posidonomya alpina* (GRAS.) z obdobných vrstiev v okolí Drietomy sme našli amonity (*Pleuroceras spinatum* BRUG., *Echioceras raricostatum* ZIETEN, *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Erycites fallax* BENECKE, *Haplopleuroceras cf. subspinatum* BUCKM.), na základe ktorých vek tohto súvrstvia stanovujeme na vrchný lotaring–bat; jeho hrúbka je asi 150–200 m.

53 Rádiolarity – kelovej–oxford

V nadloží vyššie opísaného súvrstvia vystupujú červené a zelené rádiolarity. Sú tenkolavicovité a medzi lavicami bývajú tenké slienité medzi–vrstvičky.

Pod mikroskopom tvoria organogénnu štruktúru. Bohato sú zastúpené najmä výrazné prierezy rádiolárií, najčastejšie vyplnené chalcedónom, ale vo vápnitejších polohách je chalcedón zatlačený rekryštalizovaným kalcitom. Medzihmota je tvorená mikrokryštalickým kremeňom a v červených rádiolari–toch je pigmentovaná limonitom.

Stratigraficky ich môžeme zaradiť len na základe superpozície do kelovej – oxfordu, hrúbka rádiolaritov je do 10 m.

52 Hľuznaté vápence – kimeridž–spodný titón

Nadložie rádiolaritov tvoria svetloružové a červené, nevýrazne hľuzna–

té vápence. Podobne ako rádiolarity, aj hľuznaté vápence sa vyskytujú len v menších šupinách.

Ich štruktúra je organogénna a typická pre ne je sakokómová a vláknovo-sakokómová mikrofácia, sprevádzaná globochétami, ostrakódmi a juvenilnými schránkami amonitov. Krinoidy, kadosíny, gastropody a foraminifery sa vyskytujú v menšom množstve. Zo stratigrafického hľadiska sú najdôležitejšie planktonické krinoidy Saccocoma, na základe ktorých zaraďujeme hľuznaté vápence do kimeridžu – spodného titónu; ich hrúbka je 3–5 m.

51 Sivé škvrnité vápence a sliene – vrchný titón–spodný apt

Svetlosivé slienité vápence sú prevažne lavicovité, prípadne tenkolarvicovité, pričom sú detailne zvrásnené. Pod mikroskopom sa javia mikrovrstevité alebo celkom kompaktné, s úlomkami organizmov. Okrem kalpionel sa tu vyskytujú rádiolárie, foraminifery, globochéty a prierezy aptychov. Dôležitý je výskyt tintinoíd: *Calpionella alpina* LORENZ a *Calpionella elliptica* CADISCH.

Škvrnité slienité vápence sú lavicovité až bridličnaté a vo vyšších polohách tvoria medzi lavicami slienitých vápencov aj tenké polohy slienitých bridlíc. Obsahujú *Remaniella cadishiana* (COLOM), *Calpionellopsis* sp. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU) a *Calpionellites darderi* COLOM.

Sliene z najvyšších polôh obsahujú mikrofauunu zóny *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *algeriana*, ktorá je zastúpená druhmi: *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *algeriana* (CUSHMAN et DAM), *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *chenioureensis* (SIGAL), *Biglobigerinella barri* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN a *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER).

Z uvedených mikrofaciálnych a mikropaleontologických rozborov možno usudzovať, že toto súvrstvie má vek titón – spodný apt. Jeho hrúbka je 50–70 m.

50 Organoklastické vápence (typ urgónu) – vyšší apt–alb

V nadloží vystupujú na povrch tmavosivé organoklastické a brekciovitité vápence typu urgónskych vápencov obsahujúce hojné úlomky schránok lamelibranchiátov – krinoidové články. Časté sú rôzne prierezy orbitolínami a podľa predbežných štúdií ide o druhy, ktoré sa vyskytujú v apte. Zriedkavejšie sa objavujú machovky, úlomky rias, foraminifer (*hedbergely*, milionidné a textuláριοvé typy, *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK. Ďalej sú tu úlomky rôznych karbonátov, z ktorých možno odlíšiť mikritové vápence s *hedbergelami*, pravdepodobne hauterivsko-barémskeho veku, spongolitové vápence a vápence s drobnou organogénnou drtinou. Hrúbka vápencov je 1–5 m maximálne 30 m a stratigraficky patria vyššiemu aptu.

V nadloží organodetrilitických vápencov spočívajú na ich nerovnom povrchu (K. BORZA – E. KÖHLER – A. BEGAN – O. SAMUEL 1980) transgresívne tmavé, slienité a rohovcové spodnoalbské vápence s *Colomiella recta* BONET (asi 3 m). Na nich takým istým spôsobom transgresívne leží poloha asi 30 cm hrubých, glaukonitových vápencov s *Cadosina oraviensis* BORZA a *Calcisphaerula innominata* BONNET, ktoré K. BORZA et al. (1980) zaraďujú do spodnej časti vrchného albu. Na základe analógie s obdobnými vápencami z bradiel Skalice a Butkova manínskej sekvencie považujeme ich ešte za spodnoalbské.

49 Škvrnité sliene – ?spodný–stredný alb

Sivé a zelenkasté, pevné škvrnité sliene tvoria nadložie urgónskeho typu vápencov. Ich hrúbka je asi 5–7 m. J. Salaj z podobných slienív z Považia uvádza druh *Ticinella roberti* (GANDOLFI) spodného albu. Mikroskopicky sú mikritové, s veľmi jemnou prímiesou klastického kremeňa. Z organických zvyškov sa vyskytujú prierezy s hedbergelami a ojedinele *Cadosina* cf. *heliosphaera* (VOGLER), ?*Cadosinopsis* sp. Zriedkavo sa vyskytuje aj pyrit a malé kryštálky turmalínu.

48 Hyaloklastické lávy – spodný alb

Uvedené vulkanické horniny vystupujú na povrch západne od Bošáce, kde ich popísala A. KULLMANOVÁ a J. VOZÁR (1980). Podľa názorov týchto autorov ide o vulkanické horniny, ktoré majú charakter dezintegrovaných bazaltových lát. Mikroskopicky sú fragmenty sivohnedé až svetlohnedé, osnova je svetlá a karbonátová.

Textúra horniny je brekciovitá a skladá sa z rovnomerne veľkých fragmentov hnedej, čiernohnedej lávovej hmoty. V okrajových častiach sú fragmenty lávovej hmoty väčšie (30 až 50 mm), zatiaľ čo v internej časti telesa sú menšie (2–10 mm). Štruktúra fragmentov je mandľovcová, mandľovcovo-drobnoporfyrická, vitrofyrická a vitrická. V základnej sklovitej hmote fragmentov vystupujú zle zachované, väčšinou premenené výrastlice olivínu, pyroxénu a len zriedkavo aj amfibolu a plagioklasu. Podrobné výskumy uvedených autorov ukázali, že ide o dezintegrované vulkanické horniny, patriace do radu alkalických olivínických bazaltov.

Pretože tieto vulkanické horniny vystupujú uprostred súvrstvia sliencov spodného albu, môžeme ich považovať za spodnoalbské.

47 Pieskovce, bridlice, zlepenec; alb–turón

Pieskovce majú sivomodrú farbu, sú strednozrnné a časť z nich možno nazvať kremíťmi pieskovecami, pretože absolútnu prevahu majú kremenné zrná a tmel, ktorý je tiež kremíť. Z materiálu má najväčšie zastúpenie kremeň, ďalej kremence, chalcedón, muskovit, chlorit, titanit, rutil a turmalín.

Bridlice tvoria vložky medzi lavicami pieskovecov, s obsahom CaCO_3 , ktorý je 3,7–6,0 %. Sú to teda ílovité bridlice s piesčitou prímiesou. Vyššie členy flyšového cenomansko-turónskeho veku vystupujú v pásme Vrzavky (D. ANDRUSOV 1959) a celková hrúbka flyšového súvrstvia albu–turónu je asi 200–300 m.

V bridliciach flyšového súvrstvia (Moravské lieskové) sa našli amonity a *Leymeriella tardefurcata* LEYM. Mikrofauna tohto súvrstvia je zastúpená aglutinovanými druhmi, z ktorých prevláda *Haplophragmoides nonionoides* (REUSS). Z ostatných druhov sú to: *Haplophragmoides chapmani* CRESPI, *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN a *Ammodiscus tenuissimus* (GUMBEL). Celkovo teda fauna zo spodnej časti súvrstvia poukazuje na albský vek súvrstvia. Úplná litostratigrafická schéma drietomskej sukcesie je znázornená na obr. 6.

Poznámka: Vzhľadom na to, že dodatočne v úseku medzi kótou Roh (487 m) a Vrzávkou sme našli úzke pruhy škvrnitých vápencov liasu, červenkasté vápence oxfordu–kimeridžu a organodetrítické vápence aptu, preradujeme na mape súvrstvie vyznačené ako titón–neokóm nedzovskej sekvencie do drietomskej sekvencie (pozri obr. 7). Táto skutočnosť je zohľadnená aj na profile (obr. 17).

Magurský paleogén

Podľa tektonickej schémy A. MATĚJKU (1963) je magurský paleogén na styku s južnejšími tektonickými jednotkami zastúpený prechodným vývojom bielokarpatskej jednotky.

16 Flyšové striedanie ílovcov a drobových pieskovcov – stredný–vrchný eocén

Prevládajúcou zložkou sú drobové pieskovce svetlosivej farby, ktoré sú vápnité až kremito-vápnité a jemno- až strednozrnité. Hrúbka lavíc je 6–150 cm, pričom tenšie lavice bývajú lupienkovité. Ílovce sú svetlosivé, zelenkasté, vápnité a často drobo- sľudnaté. Vzájomný pomer pelitickej a psamitickej zložky je veľmi premenlivý.

Vrstvy obsahujú len veľmi vzácne mikrofaunu a na základe analógie s inými územiai ich možno považovať za stredno- až vrchnoeocénne.

TEKTONIKA

Na tektonickej stavbe Myjavskej pahorkatiny sa podieľa viac geologicko-štruktúrnych jednotiek (obr. 7). Smerom od severu k juhu:

1. bielokarpatská jednotka magurského paleogénu,
2. bradlové pásmo,
3. klapská jednotka, reprezentovaná drietomskou sekvenciou,
4. senon a paleogén Myjavskej pahorkatiny,
5. neogén.

1. Bielokarpatská jednotka magurského paleogénu bola len okrajovo predmetom nášho skúmania a síce ako severné ohraničenie bradlového pásma. B. LEŠKO a kol. (1978) interpretujú magurský paleogén, zistený vrtom Lu-1 v hĺbke 2 709 m, ako podložie jednotiek vnútorných Karpát.

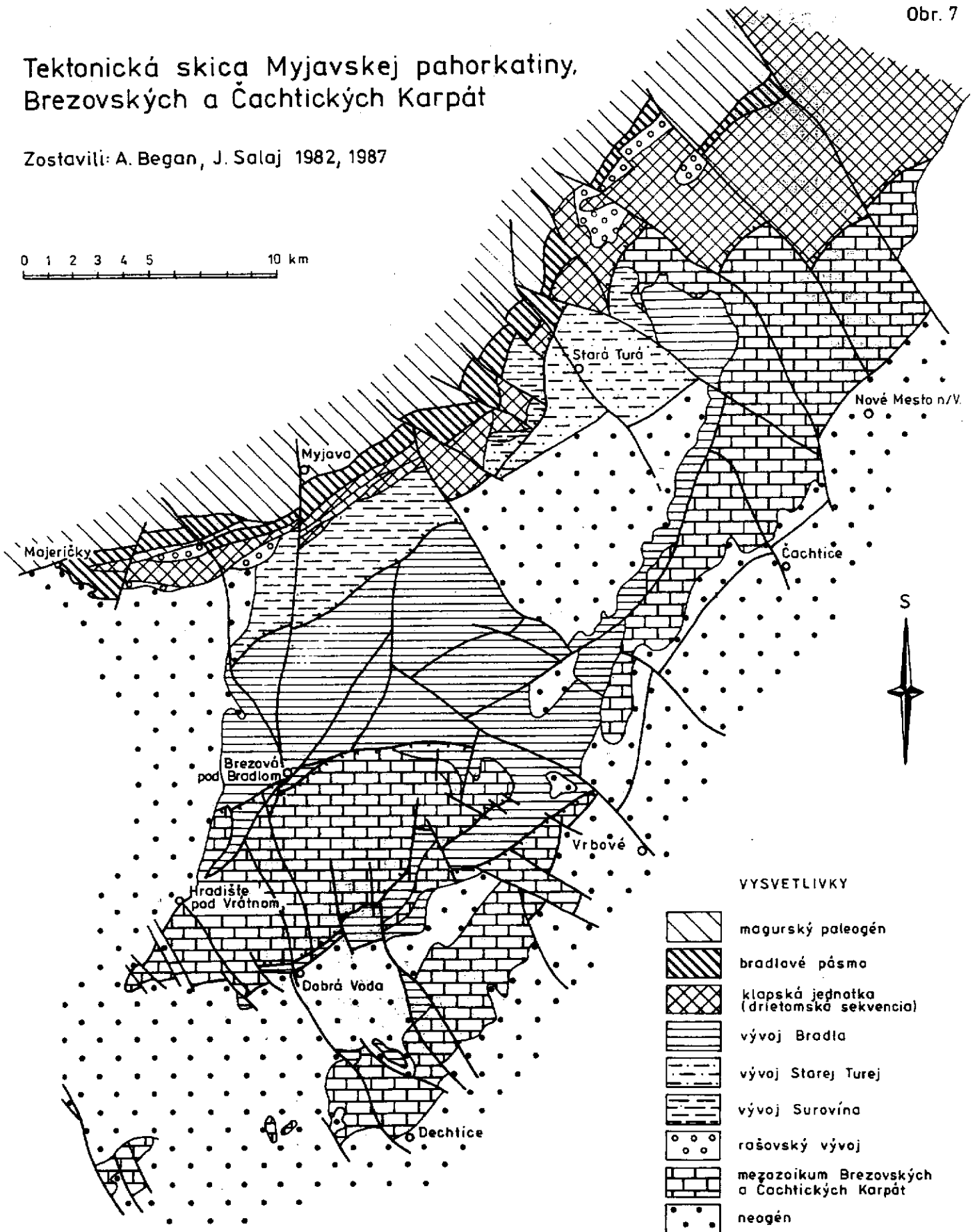
Na rozdiel od tohto názoru sa domnievame, že kontakt medzi magurským paleogénom a bradlovým pásmom má charakter strmého až kolmého prešmyku, ako na to poukazujú aj interpretácie seizmických meraní z profilu 94 A/72 (J. HROMEC, S. MAYER 1973) (obr. 8). Sedimenty paleogénu vystupujúce v podloží šupiny slienitých škvŕnitých vápencov, slienov a piesčitých slienov albu-spodného cenomanu drietomskej sekvencie (pôv. manínskej sekvencie), ktoré interpretoval B. LEŠKO (1978) vo vrte LV-1 ako magurské, považujeme tiež len za šupinu. V podloží tejto šupiny predpokladáme totiž mezozoikum drietomskej sekvencie, ktorá v mohutnom vývoji vystupuje na povrch severne od lubinského zlomu. Otázkou vnútornej stavby bielokarpatskej jednotky sme sa bližšie nezaoberali a je potrebné ešte pripomenúť, že na styku s bradlovým pásmom vystupujú hlavne zlínske vrstvy.

2. Bradlové pásmo predstavuje tektonicky veľmi zredukovanú antiklinoriálnu zónu, ktorá dosahuje v Myjavskej pahorkatine maximálnu šírku 1 km a miestami je redukcia taká intenzívna, že nevystupuje na povrch (okolie Myjavy). Predpokladáme však jeho existenciu v podloží bielokarpatskej jednotky, rovnako ako aj v podloží drietomskej (=frankenfelskej), „chočskej“ (=lunzskej) a čiastočne i v nedzovskej (vrátane jablonickej =ötscherskej)










Tektonická skica Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát

Zostavili: A. Began, J. Salaj 1982, 1987

0 1 2 3 4 5 10 km



VYSVETLIVKY

-  magurský paleogén
-  bradlavé pásmo
-  klapská jednotka
(drietomska sekvencia)
-  vývoj Bradla
-  vývoj Starej Turej
-  vývoj Surovina
-  rašovský vývoj
-  mezozoikum Brezovských
a Čachtických Karpát
-  neogén

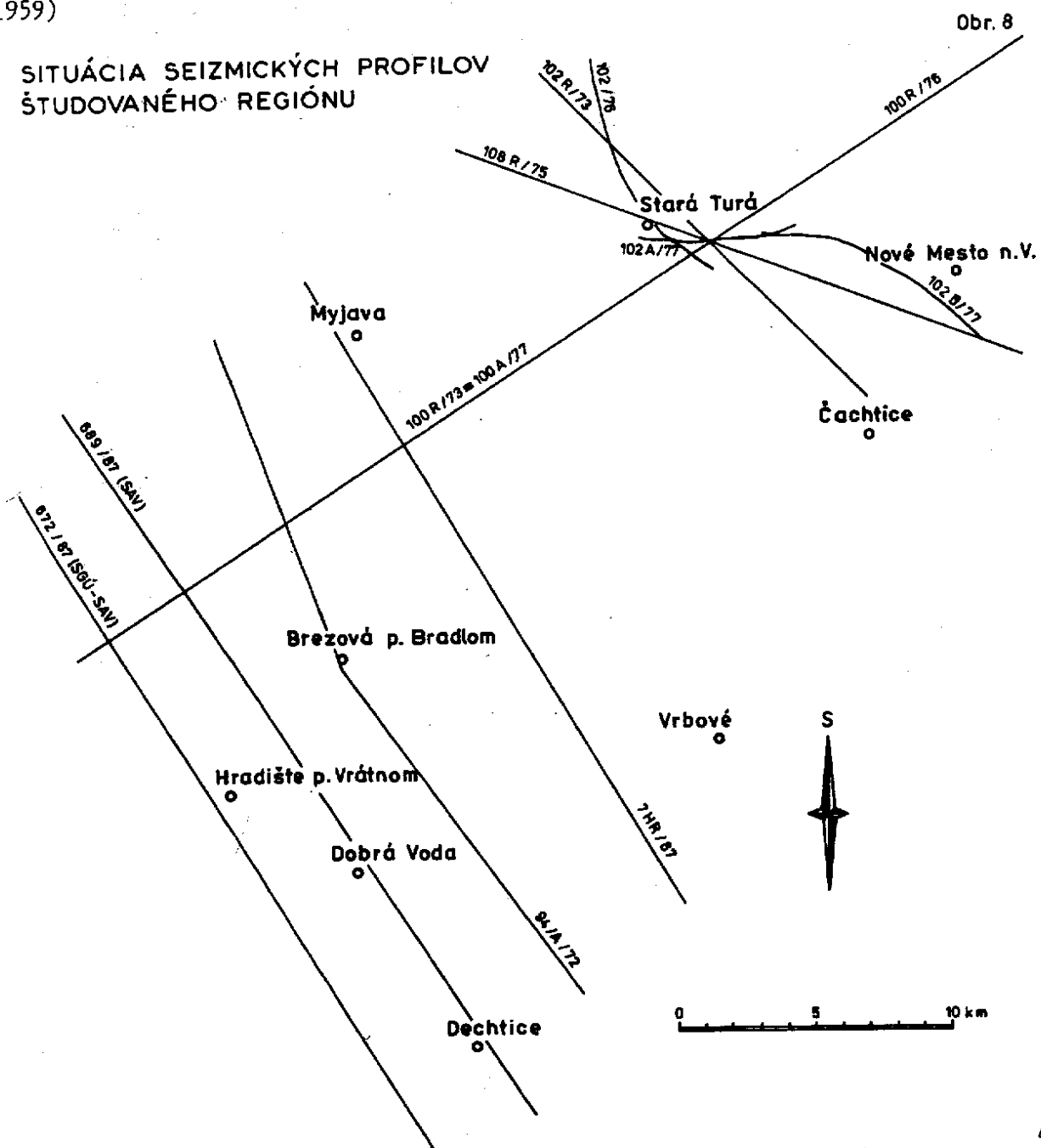
jednotke, ktoré sem boli obdukčne nasunuté počas synsedimentárnych, vrchnoalbsko-cenomanských tektonických pochodov (J. SALAJ 1986).

V bradlovom pásme Myjavskej pahorkatiny možno vyčleniť dve sekvencie, a to čorštýnsku a kysuckú.

Vzhľadom na to, že dnešné usporiadanie bradiel spomínaných sekvencií nezodpovedá ich pravdepodobnému pôvodnému rozloženiu v sedimentačnom priestore, treba predpokladať ich tektonické zblíženie i výraznú redukciu sedimentačného priestoru ako dôsledok prejavov viacerých fáz tektonických pohybov: austrijskej (=manínskej) (stredný alb), mediteránnej (medzi turónom a senónom), laramskej (krieda-paleogén), sávskej (oligocén-miocén), bukoveckej (pred karpatom) a štýrskej (pred bádenom).

Okrem toho sa špecificky vertikálnymi pohybmi prejavila austrijská (=manínska) fáza stratigrafickým hiátom v čorštýnskej sekvencii, v rozsahu valanginu až apt-spodný alb. Vrchný alb transgreduje na vápence titónu-beuriasu (Dolný Mlyn) (D. ANDRUSOV, E. SCHEIBNER, V. SCHEIBNEROVÁ, J. ZELMAN 1959)

SITUÁCIA SEIZMICKÝCH PROFILOV ŠTUDOVANÉHO REGIÓNU



V dôsledku prejavov subhercýnskej fázy v kysuckej sekvencii nemáme dokázané sedimenty vrchnej kriedy, ale poznáme ich z čorštýnskej sekvencie (pestré sliene) a v klapskej sekvencii stredného Považia (flyš, orbitoidové vápence, sliene), kde niektoré detritické členy obsahujú materiál, pochádzajúci z bradiel kysuckej sekvencie.

Existenciu laramskej fázy vidíme nielen v transgresívnom kravárikovskom súvrství, ale aj v prítomnosti detritického materiálu z rozrušených vrchnokriedových sedimentov v organodetritických vápencoch súvrstvia Dedkovho vrchu. V tomto období začala vznikať megaantiklinálna stavba Čachtických Karpát a štruktúry Klenovej v Brezovských Karpatoch, rovnako ako aj antiklinoriálna stavba kysuckej sukcesie.

Hlavné črty tektonickej stavby časti bradlového pásma vystupujúcej na povrch, boli sformované počas sávskej fázy, keď sa antiklinoriálna štruktúra bradlového pásma stala výrazne šupinatá.

Intenzívne zvrásnenie egenburských sedimentov okrajovej časti viedenskej panvy, spolu s bradlami kysuckej sekvencie (Podbranč) pred transgresiou jablonických zlepencov vrchného karpátu poukazuje na prejavy bukoveckej fázy (J. SALAJ 1982; J. SALAJ – A. BEGAN 1983). Výrazný prešmyk egenburských sedimentov od SZ k JV možno pozorovať na neokomskom bradle pri Podbranči–Majeričkách vo veľkom kameňolome. Tento prešmyk okrem redukcie bazálnych zlepencov potvrdzuje aj prešmyková plocha. Táto je miestami (sz. časť lomu) aj odkrytá; je výrazne tektonicky namáhaná, vyleštená, s výraznými ryhami sz.–jv. smeru. V jv. časti lomu transgresívny charakter týchto je zrejmy.

O prejavoch štýrskej fázy v bradlovom pásme nám chýbajú dôkazy.

3. Do klapskej jednotky s.l. začleňujeme sedimenty vrchného triasu až strednej kriedy drietomskej sekvencie, ktoré vystupujú medzi bradlovým pásmom na severozápade a Čachtickými Karpátmi na juhovýchode. Doteraz boli jednotlivé litostratigrafické celky tohto územia interpretované ako pestré tektonické štruktúry: pásmo Vrzavky (D. ANDRUSOV 1959), dúbavská séria (P. GROSS 1959; D. ANDRUSOV 1968), manínska séria (A. BEGAN, K. BORZA, J. SALAJ 1966), resp. drietomská séria (M. RAKÚS 1977), belianska (K. BORZA, E. KÖHLER, A. BEGAN, O. SAMUEL 1980), bošácka, obalová a krížňanská (M. MAHEL 1979), beckovská (A. KULLMANOVÁ, J. VOZÁR 1980).

Porovnávaním litologických členov, vyššie uvedených sérií dochádzame k záveru, že ich litostratigrafické členy sa nelíšia od vrstevného sledu drietomskej sekvencie v zmysle týchto vysvetliviek. Trias a jura tohto územia sú korelovateľné s triasom a jurou bradla Chotúč, a je totožná s jurou okolia Drietomy.

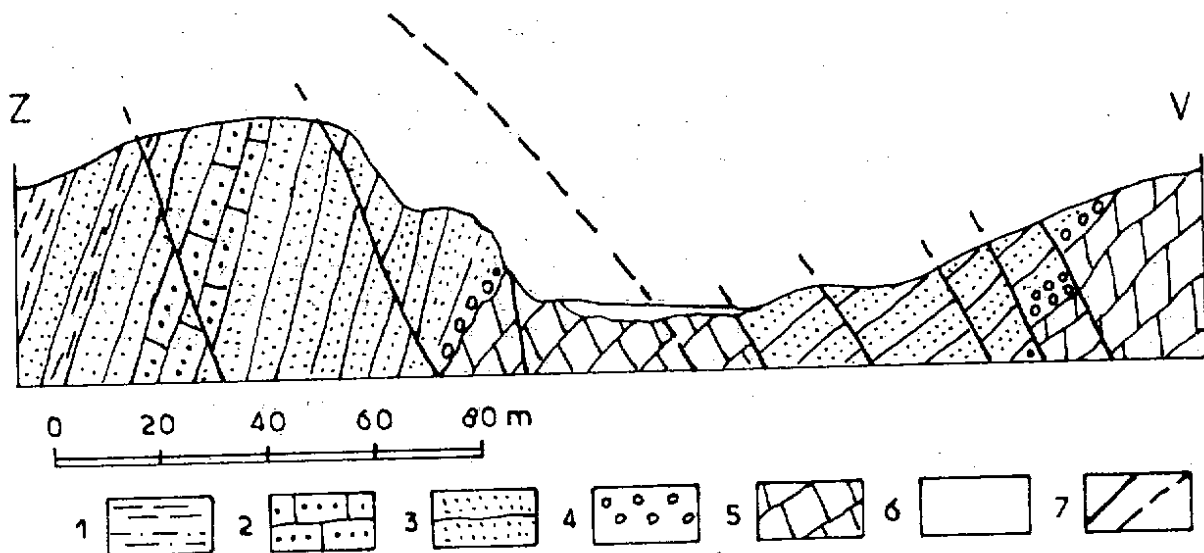
Zlepence vrchného albu a cenomanu z okolia Bošáce, Vrzávky a Ivanoviec obsahujú materiál klapského, resp. ultrapieninského chrbta, a preto ich zaradujeme do drietomskej sukcesie.

Klappská jednotka, reprezentovaná drietomskou sekvenciou vystupuje na povrch jednak v Myjavskej pahorkatine a hlavne v Bielych Karpatoch.

V Myjavskej pahorkatine je prevažná časť drietomskej sekvencie (trias–stredná krieda) v podloží kriedových a paleogénnych sedimentov celej pribradlovej zóny. Na povrch vystupujú časti tejto sekvencie (vrchný trias a spodná jura) len v úzkom páse, južne od bradlového pásma, pričom je tu výrazný bradlový štýl.

Smerom k východu, od zlomu prebiehajúceho údolím Klanečnice, vychádzajú na povrch prevažne jurské a spodnokriedové členy tejto jednotky. Ako sme už spomenuli, ich jednotlivé časti boli doteraz interpretované ako súčasť rôznych tektonických jednotiek vnútorných Karpát.

4. Senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny sme na základe litologicko-stratigrafických odlišností rozdelili do štyroch skupín vývoja. Na severe sa nachádza okrajový rašovský vývoj, ktorý je zastúpený len detritickou fáciou kampánu. Tento vývoj, na rozdiel od rašovského vývoja na Považí (D. ANDRUSOV 1959) reprezentuje severnú okrajovú fáciu drietomskej sedimentačnej zóny transgresívneho senónu Myjavskej pahorkatiny, kým rašovský vývoj na Považí je spätý so staršími členmi klapskej sekvencie.



Obr. 9 Baranecká prešmyková zóna (lok.: kameňolom sev. od kóty Baranec, Brezová pod Bradlom
 1 – štvrtnícké sliene a piesčité sliene, 2 – baranecké piesčité vápence, 3 – baranecké vápnité pieskovce, 4 – valchovské zlepence, 5 – hlavný dolomit, 6 – údolná niva, 7 – prešmyky a zlomy.

V poradí druhý je vývoj Surovína, so stratigrafickým rozsahom kampán – vrchný eocén, pravdepodobne bez prerušenia sedimentácie medzi kriedou a paleogénom. Staršie členy ako kampán tu na povrch nevystupujú.

Z tektonického hľadiska tento vývoj predstavuje megaantiklinoriálnu štruktúru s južnou vergenciou. Táto štruktúra je na severe v tektonickom styku s bradlovým pásmom, resp. s magurským paleogénom a na juhu je ohraničená tektonickou juhovergentnou líniou – prešmyk Jablonky.

Vývoj Starej Turej je transgresívny (na neokome) (napr. okolie kóty Roh), ale v prevažnej časti územia je tektonicky poklesnutý. Na povrch vystupujú iba mladšie členy lubinskej formácie a v jej podloží bola vrstvou Lu-1 zistená stredná krieda drietomskej sekvencie klapskej jednotky.

Vývoj Bradla (južný vývoj) je charakterizovaný bazálnymi sedimentmi, ktoré transgredovali na mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát, tvoriacich hrasťový systém, sformovaný počas mediteránnych pochodov a na ktorom sa pred senónom usadili schizofytové sladkovodné vápence, limnické uhoľné slojky a uhoľné lupky s medzivrstvičkami uhlia. Posledné z nich boli vrstvou zistené v podloží koňackých klastických sedimentov sz. od Dobrej Vody (A. DROPPA, ústne zdelenie, in J. SALAJ–A. BEGAN 1983).

Počas subhercýnskeho vrásnenia vznikla medzihoľská hrasťová depresia, ktorá sa vyplnila senónskymi a paleogénnymi sedimentmi rôznych gosauských vývojev.

Laramská fáza sa prejavila len lokálne. Vo vývoji Bradla sa nachádza

stratigrafický hiát, ktorý zodpovedá dánu a montu. Vo vývoji Starej Turej sa táto fáza prejavila hiátom v dáne, vo vývoji Surovína prínosom klastického materiálu v strednom paleocéne a v najvrchnejšom dáne.

Počas sávskej fázy došlo k zvrásneniu, pričom vznikli dve štruktúry: severná (medzi Poliankou – Rudníkom – Hrušovým) a južná (Priepasné – Stará Turá – Vrzávka). Výskum dokázal, že severná štruktúra bola nasunutá na južnú. Spomenuté vrásnenie bolo sprevádzané celým systémom zlomov a prešmykov a zároveň došlo v tomto období k bivergentnému prešmyku až presunu podstatnej časti mezozoika Brezovských Karpát na vrchnokriedové sedimenty (na severe osada U Lajdov, na juhu dobrovodský prešmyk (tab. IV, obr. 2), preukázaný a vymapovaný J. Mellom – J. Salajom. Okrem toho severovergentný sávsky prešmyk Brezovských Karpát dokazuje súbor prešmykov a zlomov v kameňolome Baranec a v záreze novoodkrytej lesnej cesty pri priehrade asi 200 m východnejšie od spomínaného kameňolomu (obr. 9). Tento prešmyk nazývame baranecký. Smerom východným pokračuje k osadám Mosnáči a U Marušicov.

5. Neogén na sávskych štruktúrach rôznych tektonických jednotiek sa neskôr usadili egenburské sedimenty, ktoré boli ešte tektonicky, ale hlavne vertikálne postihnuté počas bukoveckej fázy (J. SALAJ 1982). Vtedy dochádza k vzniku elevačných a depresných štruktúr (krajnianska depresia, rudnická elevácia) a výrazných zlomov a prešmykov.

Transgresívne vrchnokarpatské zlepenice sú už len mierne deformované štýrskou fázou.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY MYJAVSKEJ PAHORKATINY A PRIĽAHLEJ ČASTI BIELYCH KARPÁT

Myjavská pahorkatina patrí hydrologicky do dvoch povodí – do povodia Moravy a Váhu. Do rieky Moravy odvodňuje západnú časť územia rieka Myjava, do Váhu odvádza vodu rieka Holešská, Jablonka a Klanečnica. Územie patrí do dvoch klimatických oblastí. Väčšia časť patrí do mierne teplej oblasti. Do druhej, teplej klimatickej oblasti patrí len 2–3 km široký pás pozdĺž rieky Myjavy, v priestore Prietrž, Osuské a malý cíp na juhovýchode územia. Priemerný ročný úhrn zrážok na Myjavskej pahorkatine je 650–700 mm (V. LAUKO 1984).

Klimatické, hydrologické, geomorfologické pomery, spolu s geologicko-tektonickou stavbou a ďalšími činiteľmi (zalesnenie a pod.) podmieňujú hydrogeologické pomery. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemných vôd, ich akumuláciu a obeh v horninovom prostredí, formovanie ich chemizmu a spôsobujú ich výstup na povrch.

Na základe geologicko-tektonických pomerov môžeme na predmetnom území vyčleniť:

- a) podzemné vody mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky,
- b) podzemné vody senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny,
- c) podzemné vody paleogénu flyšového pásma,
- d) podzemné vody neogénu,
- e) podzemné vody kvartéru.

Podzemné vody mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky

Hydrogeologické pomery mezozoika bradlového pásma a klapskej jednotky ovplyvňuje ich zložitá geologicko-tektonická stavba. Klapskú jednotku budujú sedimenty vrchného triasu až strednej kriedy, bradlové pásmo sedimenty jury a spodnej a vrchnej kriedy. Ide o súvrstvia pestrých bridlíc, kremencov, piesčitých vápencov, piesčitých bridlíc, škvrnitých slieňov, slienitých vápencov, krinoidových vápencov, pieskovcov, bridlíc, zlepen-cov, rádioláriových vápencov a hľuznatých vápencov.

Z tohto komplexu hornín majú najnižší stupeň zvodnenia bridlice, slienité vápence a slieňe. Sú málo priepustné až nepriepustné a majú charakter hydrogeologického izolátora. Puklinové a vrstevné vývery, ojedinele vystupujúce z málo priepustných súvrství sú obvykle viazané na tektonicky porušené oblasti a ich výdatnosť je väčšinou do $0,1 \text{ l.s}^{-1}$.

Relatívne lepším stupňom zvodnenia sa vyznačujú krinoidové vápence, hľuznaté vápence, piesčité vápence, rádiolarity, zlepenice a kremence, pretože sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou. Obeh podzemných vôd je však plytký, spôsobený izolovanosťou týchto súvrství, čo podmieňuje aj ich malé infiltračné plochy. Spomínané súvrstvia sú odvodňované puklinovými a pukli-novo-bariérovými prameňmi, ktoré dosahujú výdatnosť $0,1-2,0 \text{ l.s}^{-1}$.

Podmienky pre akumuláciu sú lepšie tam, kde sú väčšie bradlá. Prameň Rybníček 1 v Lubine (min. $6,6$, max. $14,5 \text{ l.s}^{-1}$ v období 1958–1965).

Podzemné vody senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny

Súvrstvia senónu sú tvorené hlavne jemnozrnnými zlepenicami, slieňovcami, slieňmi a orbitoidovými a piesčitými vápencami. Ako celok sú hydrogeologicky nepriaznivo, s výskytom iba veľmi malých, hlavne sutinových, prevažne vysychajúcich prameňov bez väčšej hydrogeologickej hodnoty; pramene s väčšou výdatnosťou (asi 1 l.s^{-1}) vznikajú len ojedinele.

Paleogén severného vývoja zaberá územie medzi Myjavou a Rudníkom. Je tvorený flyšovým striedaním slieňovcov a pieskovcov s polohami organogénnych vápencov. Hydrogeologicky je tento komplex málo priaznivý a prakticky bez významnejších pramenných výverov.

Paleogén južného vývoja zaberá podstatnú časť územia. Vytvorený je prevažne flyšovým súvrstvom a organogénnymi riasovo-koralovými vápencami a polohami slieňov. Jeho prevažná časť je hydrogeologicky nepriaznivá s možnosťou iba malých puklinových, vrstevných alebo sutinových prameňov. Lokálne hydrogeologicky je priaznivejšie flyšové súvrstvie s prevahou exotických zlepenicov a s polohami rifových a riasovo-koralových vápencov, ktoré vystupujú v oblasti sv. od Bradla. Hydrogeologický charakter súvrstvia umožňuje väčšiu infiltráciu a sústredenie podzemných vôd, ako i vytvorenie väčších prameňov (zachytený prameň v osade Končiny).

Flyšoidné súvrstvia senónu a paleogénu neposkytujú vhodné podmienky pre obeh a akumuláciu podzemných vôd. Prakticky môžeme hovoriť iba o obehu v zóne zvetrávania, ktorá siaha max. do hĺbky 30 m. Hlbší obeh podzemných vôd je tu viazaný výlučne na zlomy, zlomové pásma a ich križovanie (E. KULLMAN a kol. 1974). Na tieto oblasti sú viazané i významnejšie pramene. Napr. pramene v Žriedlovej doline (priem. $6,0 \text{ l.s}^{-1}$) sa využívajú pre zásobovanie Brezovej pod Bradlom.

Podzemné vody paleogénu flyšového pásma

Severné ohraničenie Myjavskej pahorkatiny tvorí magurský paleogén (bielokarpatská jednotka). Na mapovanom území sú to stredno-vrchnoecénne súvrstvia flyšu, tvoreného drobovými pieskovecami, striedajúcimi sa s ílovcami. Ako celok sa súvrstvie vyznačuje puklinovou priepustnosťou, pričom ílovce majú určujúci hydrogeologický význam v súvrství ako hydrogeologický izolátor, podmieňujúci vcelku malé zvodnenie súvrstvia. Puklinové a vrstevné pramene, viazané obvykle na pieskovce, majú malú výdatnosť – iba zriedka prekračuje 1 l.s^{-1} . Pramene sú viazané na terénne depresie a tektonicky porušené zóny; využívané sú len pre lokálne zásobovanie. I keď sa v predmetnom území v bielokarpatskej jednotke nevyskytujú významnejšie pramene, je toto územie zaujímavé z hľadiska hydrogeologického. V svodnickom súvrství bielokarpatskej jednotky (0–84 m) bol realizovaný geologický vrt v Moravskom Lieskovom (KLK-1). V hĺbke 84–662 m zasiahol prachovité ílovce s glaukonitickými pieskovecami, z ktorých boli zaznamenané významnejšie prístoky podzemnej vody. Vrtom KLK-1 bola zistená podzemná voda veľmi zaujímavého chemického zloženia a genézy. Geneticky je viazaná pravdepodobne na puklinové kolektory v pieskovecoch zlínskych vrstiev račianskej jednotky, pričom izolátormi sú vápnité prachové ílovce (V. DOVINA – A. ČECHOVÁ – D. BODIŠ in M. POTFAJ – A. BEGAN a kol. 1986).

Z hľadiska chemického zloženia ide o vodu nevýrazného natriovo-chloridového typu, v ktorej sa výrazne uplatňuje natrium-hydrogén-uhličitanová zložka, s celkovou mineralizáciou $25,6 \text{ g.l}^{-1}$. Veľmi zaujímavé i z hľadiska balneologického, je zastúpenie jódu $28,8 \text{ mg.l}^{-1}$ (spodná hranica pre balneologické využitie je 20 mg.l^{-1}).

Podzemné vody neogénu

Neogénne sedimenty budujú západnú časť územia Myjavskej pahorkatiny a juhovýchodnú časť v úseku Hrašné – Vaďovce – Podkylava. Sú tvorené prevažne vápnitými pieskovecami, slieňovcami, zlepenkami a ílovcami.

Z neogénneho komplexu sú litologickým charakterom a hydrogeologicky najvýznamnejšie karbonátové pieskovce, s vložkami zlepenkov spolu s piesčito-zlepenčovými súvrstviami karpátu v jablonickom vývine. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou. Odvodňované sú formou prameňov a skrytými prestupmi do povrchových tokov, prerezávajúcich pieskovcový komplex naprieč v smere SZ–JV. Pri výstupe prameňov tu hrá významnú úlohu tektonika, zlomy, zlomové pásma a ich križovanie. Napr. pramene v Žadovici a Luskovici ($3\text{--}6 \text{ l.s}^{-1}$) vyvierajú na tektonickom styku paleogénnych a neogénnych súvrství. Významnejšie pramene sa vyskytujú v oblasti Kostolného (pramene Medveď I–IV), s priemernou sumárnou výdatnosťou 12 l.s^{-1} . Sú zachytené a využívané ako pitná voda. Podľa A. PORUBSKÉHO (1985) sa v tejto oblasti, budovanej neogénom, môžu v menšej miere vyskytovať artézske vody. Viazané sú na polohy pieskov, uzavretých v ílovitých súvrstviach, ale tiež na ílovito-pieskovcovo-zlepenkové súvrstvie. Spomínané vody sa nachádzajú v rozličných hĺbkach, od 40–200 m, hoci studne sa vyznačujú malou výdatnosťou.

Podzemné vody kvartéru

Viazané sú na deluviálne, proluviálne a fluviálne sedimenty. Deluviálne a proluviálne sedimenty sú prevažne zahlinené, majú pórovú priepustnosť a ich zvodnenie je malé. Výdatnosť ojedinelých sutinových prameňov je ob-

vykle do $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Z hydrogeologického hľadiska sú najvýznamnejšie fluviálne sedimenty, vyznačujúce sa dobrou pórovou priepustnosťou a väčšinou dobrým zvodnením. V oblasti Myjavy sa väčšie zásoby podzemných vôd viažu na nívne sedimenty rieky Myjavy. Výdatnosť na jednu studňu v oblasti dolného toku je $4-6 \text{ l.s}^{-1}$. Na hornom toku výdatnosť, vzhľadom na menšiu hrúbku a väčšiu zahľinenosť sedimentov klesá na $2,0 \text{ l.s}^{-1}$ a menej. Tieto sedimenty boli overené viacerými vrtmi. Koeficient filtrácie má hodnoty od $4,4 \cdot 10^{-5}$ - $2,68 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Podzemná voda je v priamom hydraulickom spojení s povrchovými vodami v koryte rieky Myjavy a často preberá aj ich kvalitu.

Fluviálne sedimenty ostatných tokov dosahujú menšie hrúbky zvodnených štrkov a pieskov a sú väčšinou zahľinené. Výdatnosť jednotlivých studní dosahuje $0,1-2,0 \text{ l.s}^{-1}$, koeficient filtrácie má premenlivé hodnoty v rádoch 10^{-7} až 10^{-4} m.s^{-1} , podľa stupňa zahľinenosti štrkov.

II. BREZOVSKÉ KARPATY

ÚVOD

Horskú skupinu, nachádzajúcu sa v mnohouholníku Jablonica – Brezová p. Bradlom – Košariská – Prašník – Šterusy – Dechtice – Trstín – Buková – Prievaly označili najnovšie E. MAZÚR – M. LUKNIŠ (1980) ako Brezovské Karpaty. Známe sú však aj staršie názvy Brezovské pohorie (D. ŠTÚR 1860, M. LUKNIŠ – P. PLESNÍK 1961) alebo Jablonicko-prašnícke pohorie (L. LÓCZY 1915, D. ANDRUSOV 1959, M. PERŽEL 1964, 1966).

Územie geologicky zmapoval M. PERŽEL (1964, 1966) a v jeho prácach možno nájsť i prehľad o starších výskumoch. Odvtedy však boli vykonané ďalšie stratigrafické a litologické výskumy (J. PEVNÝ 1966; A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ 1975, 1976; D. MAJERSKÁ – J. PEVNÝ 1975; M. KOCHANOVÁ – A. KULLMANOVÁ – P. SNOPKOVÁ 1976; A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO 1980; A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO et al. 1980; A. KULLMANOVÁ 1980, v tlači; J. MELLO, Ľ. GAÁL, R. MOCK, J. PAPŠOVÁ, A. ONDREJIČKOVÁ v ďalšom texte).

Predkladaná geologická mapa Brezovských Karpát 1:50 000 je zostavená na základe máp M. PERŽELA (1964) v mierke 1:25 000, ktoré čiastočne doplnil a upravil J. Mello (trias, jura a vrchná krieda, pri Holdošovskom a Valchovskom mlyne) a A. Began – J. Salaj (vrchná krieda na ostatnom území a neogén).

Horské časti Brezovských Karpát sú budované mezozoickými sedimentárnymi horninami a patria k dvom samostatným sedimentárnym i orogénnym cyklom – predsenónskemu (trias – spodná krieda) a senónskemu (vrchná krieda). Ich zastúpenie nie je však rovnaké. V geologickej stavbe Brezovských Karpát dominujú triasové horniny, zatiaľ čo jurské a kriedové sú zachované v menšom rozsahu.

Predsenónske sedimenty v autorskom origináli geologickej mapy a vysvetliviek J. Mello zaradil k chočskému príkrovu (bielovážska skupina) a k nedzovskému príkrovu (jablonická a hrušovská skupina).

Pre tlačnú mapu však J. Salaj – A. Began (v neprítomnosti J. Mella) zahrnuli všetky predsenónske litostratigrafické jednotky (teda vrátane sedimentov chočského príkrovu tektonického polokna pri Hradišti pod Vrátnom) iba k nedzovskému príkrovu.

Podľa týchto autorov (J. SALAJ – A. BEGAN 1983) ide skôr o trias lunzského príkrovu, známy z vrto v podloží terciéru viedenskej panvy, ktorý sedimentoval v inom sedimentačnom priestore ako trias chočského príkrovu.

V juhozápadnom výbežku Brezovských Karpát, zobrazenom aj v geologickej mape M. MAHELA – B. CAMBELA (1972) pristupuje k nám ešte havranický príkrov, ktorého litostratigrafická náplň je reprezentovaná aj jablonickou skupinou.

Vrchnokriedové sedimenty (brezovská skupina) sú zastúpené vo väčšom rozsahu, ako sa doteraz predpokladalo. K brezovskej skupine boli začlenené pestré zlepenice od Holdošovského mlyna (valchovské zlepenice – koňak), po-

važované dosiaľ za rétické (M. PERŽEL 1964, s. 25; s. 95), ale i zlepenice a pieskovce z okrajovej časti dobrovodskej depresie (valchovské zlepenice a baranecké pieskovce-koňak) začleňované doteraz do neogénu.

Neogénne a kvartérne sedimenty sú rozšírené hlavne v okrajových častiach pohoria a v hlbokom dobrovodskej zálive.

PRESENÓNSKE LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY BREZOVSKÝCH KARPÁT

Nedzovský príkrov

Jablonická skupina (obr. 10)

Skôr než sme pristúpili k popisu jednotlivých litostratigrafických členov triasu Brezovských Karpát, stáli sme pred neľahkou úlohou a síce k akým tektonickým a litostratigrafickým jednotkám vyššieho rádu ich môžeme zaradiť. V rámci tektonických jednotiek hronika a gemerika bolo doteraz v triase vymedzené už značné množstvo litostratigrafických jednotiek a z toho hodne už aj vo vyšších kategóriách, akou je súvrstvie a skupina. V zmysle zásad stratigrafickej klasifikácie (H.D. HEDBERG 1976, K. BIRKENMAYER et al. 1975, J. CHLUPÁČ 1978) však väčšinou môžu byť považované iba za neformálne jednotky. Pri podrobnom litostratigrafickom výskume sa ukazuje, že mnohé názvy sú zbytočné a duplicitné. Tak je tomu hlavne v Malých (Pezinských), Brezovských, a Čachtických Karpatoch. Medzi triasovými sekvenciami tzv. vyšších príkrovov tu niet v podstate významnejších rozdielov. Termíny havranická, jablonická a nedzovská séria (príp. vývoj) sú iba synonymami. Najnovšie vymedzená bebravská séria je podľa vyjadrenia samotného jej autora (M. MAHEĽ 1979, s. 11) ekvivalentom skôr vymedzenej havranickej i jablonickej série. Litostratigrafická náplň veternickej série podľa predbežných výsledkov je veľmi podobná s vyššie uvedenými.

Za tohto stavu, keď sme si mohli vybrať asi 4–5 (neformálnych) synonym, priklonili sme sa k termínu jablonická skupina (porov. O. SAMUEL in D. ANDRUSOV – O. SAMUEL et al. 1983, s. 370–371). Dôvodom bola relatívne dobrá prístupnosť k referenčným lokalitám a profilom (na rozdiel od Veterníka či Havranice), relatívne najlepšia úroveň poznania a v neposlednom rade tiež dlhodobá zaužívanosť termínu (D. ANDRUSOV 1936, M. MAHEĽ 1959, 1961 in T. BUDAY – B. CAMEL – M. MAHEĽ a kol. 1962). Rovnako historický názov „nedzovský“ bol v spolupráci s J. Hanáčkom ponechaný pre označenie tektonickej jednotky. Toto rozhodnutie bolo podporené i skutočnosťou, že v Brezovských Karpatoch je triasová sekvencia zachovaná úplnejšie než v Čachtických Karpatoch, kde je tektonicky redukovaná.

Jablonická skupina predstavuje súbor sedimentárnych hornín, ktoré vznikli v triasovom období, v morskem, prevažne plytkomorskom prostredí. V spodnom triase prevládala sedimentácia terigénna, v strednom a vrchnom triase dominovala sedimentácia vápencov a dolomitov (s výnimkou krátkej epizódy sedimentácie flyšoidných lunszkých vrstiev). Z faciálneho hľadiska ide o skupinu, ktorá je určitým „hybridom“ medzi skupinami hronika a gemerika-silicika. Fáciami stredného triasu totiž pripomína jednotky gemerika

a silicika, vo vrchnom triase prevládajú prvky, charakteristické pre litostratigrafické jednotky hronika. Celkovú hrúbku jablonickej skupiny v Brezovských Karpatoch možno odhadnúť minimálne na 1 500–2 000 m.

77 Verfénske súvrstvie (skýt)

Priamo v zobrazenom území Brezovských Karpát nie je na povrchu známe nikde. Na povrch vychádza východne od Prieval (pozri geologickú mapu Malých Karpát, M. MAHEĽ – B. CAMBEL 1972). Odkryvy sú tu však zriedkavé, ale súvrstvie bolo pekne odkryté vo výkope trasy plynovodu. Ide prevažne o piesčité brúdice, vápnité pieskovce a pieskovce fialových a zelených farieb. M. PERŽEL (1966, s. 91) z nich uvádza nálezy *Myophoria costata* (ZENK), *Anodontophora fassaensis* (MÜNST.) a *Gervillia mytiloides* (SCHLOTH.). Hrúbka súvrstvia je asi 200–300 m.

Vrtmi bolo verfénske súvrstvie zastihnuté pri Veľkom Dubovom vo vrte D-1 (A. BIELA 1978).

76 Annaberské (gutensteinské) vápence (anis)

Tmavé, prevažne lavicovité vápence vystupujúce na báze stredno- a vrchnotriasovej karbonátovej sekvencie sú prevažne označované ako gutensteinské vápence. A. TOLLMANN (1966, s. 118). Označenie sivé až hnedosivé, hrubolavicovité, ale aj doskovité alebo masívne, miestami slabo dolomitické, zriedkavo tiež rohovcové vápence označil ako annaberské vápence.

J. BYSTRICKÝ (1972, s. 292, 1973, s. 3, spolu s D. ANDRUSOVOM a O. SAMUELOM 1983, s. 103–104) označil ako annaberské vápence časť vápencov označovaných predtým ako „rachšthurnské vápence“ a tmavé hrubolavicovité vápence v podloží „veternických vápencov“ a spodnejšiu časť „havranických vápencov“. Podľa neho sa annaberský vápenec odlišuje od gutensteinského masívnosťou až hrubolavicovitosťou.

Annaberské vápence sú v Brezovských Karpatoch bohato rozšírené v štruktúre Klenovej, resp. v dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóne (jablonický lom, Miškozlové, severné okolie Dobrej Vody).

Vo východných, opustených častiach jablonického lomu sa v nich nájdu aj vložky tmavých dolomitov. V oblasti Miškozlového dosahujú značné plošné rozšírenie vzhľadom na svoje ploché uloženia. Terén je tu veľmi slabo odkrytý a tak vzťahy k reiflinským vápencom je možné skúmať len veľmi ťažko.

Najväčšie rozšírenie dosahujú severne od Dobrej Vody, kde sa realizoval aj vrt DVM-1 (M. PERŽEL 1964), ktorý bol však ukončený v zlomovej zóne. Mikrofaciálny charakter vápencov, ktoré tu dosahujú hrúbku asi 250–300 m, je vo väčšine sekvencií veľmi monotónny – mikrity bez organických zvyškov. Výnimkou sú najvyššie časti, ktoré sú mikrobrekciovité až organodetrítické (tab. XIII, obr. 1), dokonca tu boli zistené drobné „patch“ rify s *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Ak vezmeme do úvahy, že annaberské vápence tu pravdepodobne nesiachajú vyššie ako do pelsónu, je isté, že sa stretávame s jedinými z najstarších zárodkov triasových rifov na území Západných Karpát.

75 Steinalmské vápence (pelsón-ilýr)

Svetlé masívne vápence stredno- a vrchnoaniského veku, ktoré dosahujú hrúbku 200–400 m patria k významným členom jablonickej skupiny. Na rozdiel od podložných annaberských (gutensteinských) vápencov vznikli prevažne biogénnou sedimentáciou. Biogénna sedimentácia už v strednom anise (hlavne

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLONKA NEDZOVSKÉHO PRÍKROVU
V BREZOVSKÝCH KARPATOCH

J. Mello 1982, doplnené 1987

ÚTVAR	ODDELENIE	STUPEŇ		LITOLÓGIA	HRÚBKA (m)	SKUPINA	SÚVRSTVIA a VRSTVY	VÝZNAMNEJŠIE FOSÍLIE	
		PODSTUPEŇ							
KRIEDA	SPOD.	BARÉM	HOTERIV	VALANGIN	BERIAS	20-30	sliene a slienité vápence	<i>Calpionella alpina</i> <i>Calpionella elliptica</i>	
							? plasenský váp.	<i>Clypeina jurassica</i> , <i>Pseudocyclammina</i> aff. <i>lituus</i>	
	MALM	TITÓN	KIMERIDŽ	OXFORD	20-60	30-40	oberalmský a barmsteinský váp.	<i>Acanthocircus dicranacanthus</i> , <i>Podobursa triacantha</i> , <i>Podobursa amphitrepera</i>	
							?	?	
							krinoidový váp. s rohovcami adnet. vápenc	<i>Entolium calvum</i> , <i>Chlamys textoris</i> , <i>Oxytoma sinemuriensis</i> , <i>Gryphea obliqua</i> , <i>Zeilleria cornuta</i>	
	LIAS	TOARK	PLIENSBACH	SINEMÚR	HETANŽ	40-80	blok 4 x 1,7	?	<i>Cirpa fronto</i> , <i>Chlamys rollei</i> , <i>Androgynoceras cf. capricornum</i> , <i>Plagiostoma punctatum</i>
									kössenské vrstvy (len z obliakov)
	S	RÉT.SI.	RÉT	SEVAT	40-100	40-100	váp. šoš. oz 80	hlavný dolomit	<i>Agathammina austroalpina</i> <i>Frondicularia woodwardi</i>
								(miestami so šošov- kami svetlých vd- pencov)	
		NORIK	ALAUN	LAC	5-15	5-15	5-15	apanický váp.	<i>Neohindeella triassica</i> , <i>Electronya montiscaprilis</i> , <i>Agathammina austroalpina</i>
lunzske vrstvy									
KARN		KORDEVOL	5-15	300-500	250-300	0-50	wetersteinský dolomit	<i>Baccanella floriformis</i> , <i>Dictiocaelia manon</i> , <i>Craspedophyllia jablonicae</i> , <i>Montivolkia obliqua</i> , <i>Vesicocaulis? carinthiacus</i> , <i>Stylothalamia delemi</i>	
							wetersteinský vápenc		
LADIN		LONGOBARD	FASAN	0-80	0-80	0-80	raminský vápenc	<i>Calicia vesiculifera</i> , <i>Tubiphytes obscurus</i> , <i>Endothyranella tricamerata</i>	
							reitlinský (schreyerami.) vápenc	<i>Gondolella noah</i> , <i>Trachammina almtalensis</i> , <i>Gondolella nodosa</i> , <i>Agathammi-</i> <i>na austroalpina</i> , <i>Gladigondolella tethydis</i> , <i>Palaemiliolina judicariensis</i> , <i>Pilamina densa</i> , <i>Nicoraella kockeli</i>	
STREDNÝ		ILÝR	PELSON	200-400	200-400	200-400	steinalmský vápenc	<i>Physoporella pauciforata</i> , <i>Ph. cf. praealpina</i> , <i>Ph. dissita</i> , ? <i>Diplopora</i> <i>hexaster</i> , <i>Macroporella</i> sp. ? <i>Diplopora helvetica</i> , <i>Pilamina densa</i> , <i>Erlandinita elongata</i> (JP-143)	
							annaberský (gutensteinský) vápenc	<i>Meandrospira insolita</i> , <i>Meandrospira deformata</i> (JP-141, 142), <i>Tubiphytes obscurus</i> (!?)	
SKÝT	SPAT	NAMAL	200-300	200-300	200-300	verfenské súvrstvie	(len v reze)		

riasové porasty, len zriedka drobné „patch“ rify) je typická pre južnejšie sedimentačné zóny Západných Karpát, hlavne gemerika. Presunom produktov ich sedimentácie smerom na sever vznikli najvyššie príkrovy: strážovský a nedzovský.

V Brezovských Karpatoch poznáme steinalmské vápence z dvoch pomerne rozsiahlych výskytov: severne od Dechtíc a severne a severovýchodne od Dobrej Vody. Ich aniský vek na viacerých miestach dokázal pomocou dasykladaceí a čiastočne i foraminifer už M. PERŽEL (1964, 1966) v spolupráci s J. BYSTRICKÝM. Prehľad o doterajších i nových nálezoch dasykladaceí a foraminifer podávajú textové tabuľky 1 a 2.

Mikrofaciálny obraz steinalmských vápencov je veľmi pestrý. Prevažujú biomikrity a biomikrodity (tab. XIII, obr. 3), riasové stromatolity a miestami až loferity. Organodetritické vložky, reprezentované biosparitmi a biospariditmi svedčia o sedimentácii na plytčinách v podnecovanom litorálnom a sublitorálnom prostredí. Alochémy tvoria hlavne úlomky rias, foraminifer, bryozoi, lamelibranchiátov, zriedkavo i články krinoidov, prítomné sú i intraklasty loferitov a onkolity (tab. XIII, obr. 4), ktoré miestami v nižších častiach prevládajú (tab. XIII, obr. 2).

Tabuľka 1 Nálezy dasykladaceí v steinalmských vápencoch Brezovských Karpát (nedzovský príkrov, jablonická skupina)

Lokality	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Dasykladaceae									
Physoporella pauciforata pauciforata (GUEMBEL) STEINMANN	+	+						+	
Ph. pauciforata sulcata BYSTRICKÝ	+	+							
Ph. pauciforata gemerica BYSTRICKÝ		+							
Ph. praealpina PIA	cf.		cf.						
Ph. dissita (Guembel) PIA			+	+	+		+	+	
Diplopora hexaster (PIA) PIA	?					+		?	
Macroporella pp.						+			
Diplopora helvetica (PIA) PIA									?

- 1 – severne od Dobrej Vody, sev. od vrtu DVM-1 (M. Peržel 1964; J. Bystrický 1969, tab. V, Va, lok. 17)
- 2 – západne od Klenovej (kóta 584), východné úpätie kóta 543 (M. Peržel 1964; J. Bystrický 1969, tab. V, Va, lok. 18)
- 3 – južne od Klenovej kóta 584 (M. Peržel 1964; J. Bystrický 1969, tab. V, Va, lok. 19)
- 4 – Plešivá hora, južne od kóty 343, s. od Dechtíc (M. Peržel 1964a; J. Bystrický 1969, tab. V, Va, lok. 10)
- 5 – Plešivá hora, severne od kóty 343, s. od Dechtíc (M. Peržel 1964a; J. Bystrický 1969, tab. V, Va, lok. 11)
- 6 – severne od Dechtíc, sz. od kóty 310 (M. Peržel 1964, str. 14)
- 7 – Dolná Skalová, 3 km sz. od Dechtíc, 400 m s. od kóty 301 (z materiálu J. Mellu, dokumentačný bod JP 179, výbrusové číslo 30-32 určil dr. J. Bystrický) (porov. fot. tab. 14, obr. 3)
- 8 – Vítek, v. od kóty 543 (z výbrusu M. Peržela č. 2547, 30-36 určil J. Bystrický, apríl 1982, porov. fotografickú tab. 14; obr. 4)
- 9 – severne od Dobrej Vody, dokumentačný bod JP-149, určil J. Bystrický

Tabuľka 2 Foraminifery zo steinalmských vápencov jablonickej skupiny Brezovských Karpát (z výbrusov J. Mellu určil J. Salaj).

Lokality	1	2	3	4	5	6	7
Foraminifery							
<i>Pilamina semiplana</i> PANTIĆ	+						
<i>Pilamina densa</i> PANTIĆ	+						
<i>Haplophragmella</i> sp.			+				
<i>Endothyra kuepperi</i> OBERHAUSER	cf.			+			
<i>Endothyra</i> sp.			+				+
<i>Meandrospira insolita</i> (HO)		+					
<i>Meandrospira deformata</i> SALAJ		+					
<i>Meandrospira</i> sp.			+				+
<i>Earlandinita elongata</i> SALAJ			+	+			
<i>Endothyranella wirtzi</i> (KOEHN-ZANINETTI)					+		
<i>Endothyranella pentacamerata</i> SALAJ				+			
<i>Endothyranella tricamerata</i> SALAJ cf.							
<i>Tolypammina gregaria</i> WENDT			aff.				
<i>Glomospira</i> sp.						+	
<i>Reophax</i> sp.	+		+	+			
<i>Nodosaria</i> sp.						+	
<i>Diplotremmina</i> sp.	+	+					
<i>Frondicularia woodwardi</i> HOWCHIN						+	
<i>Ammobaculites</i> sp.	+						
<i>Glomospirella</i> sp.		+					
„ <i>Nodosinella</i> “ oberhauseri SALAJ			+				
<i>Valvulina</i> sp.						+	
<i>Trochammina almtalensis</i> KOEHN-ZANINETTI					+		
<i>Cyclogyra mahajeri</i> BROENNIMANN, ZANINETTI et BOZORGNIA						+	

- 1 – JP-83, Dolná Skalová, vrchol, kóta 301, výbrusové číslo 30-20
- 2 – JP-141, JP-142, Dobrá Voda, Hlboký dol nad vrtom DVM-1, výbrusové číslo 29-16, 30-24
- 3 – JP-143, Dobrá Voda, Červička, kóta 526, j. svah, výška 485 m, výbrusové číslo 29-17
- 4 – JP-147, Dobrá Voda, Červička (kóta 526), 100 m j. od vrcholu, výbrus číslo 30-28
- 5 – JP-149, Dolná Skalová, Červička (kóta 526), vrchol, výbrusové číslo 30-30
- 6 – JP-179, Dolná Skalová, s. chrbát, kóta 301, výška 240 m, výbrusové číslo 30-32
- 7 – JP-124, Klenová (kóta 584), južný vrchol, výbrusové číslo 29-13

Miestami, hoci ide väčšinou o svetlé nevrstevnaté vápence sa nezistili žiadne organické zvyšky. Tak je tomu napr. v rozsiahlej východnej časti lomu v Dolnej Skalovej (v západnej časti ťažbu narušili šošovky reiflin-ských vápencov s vložkami bridlic). Ide o monotónne mikrity, ktoré sú často diaklázované.

74. Reiflinské vápence (pelson-ladin)

Bezprostredne nad annaberskými, ale často až nad steinalmskými vápencami sa nachádzajú nesúvislé výskyt reiflinských vápencov, miestami so šošovkami vápencov schreyeralmského typu.

V klenovskej štruktúre, resp. v dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóne sú hojne rozšírené vo východnej časti jablonického lomu a východne od neho (Miškozlové), severne od Dobrej Vody, na Klenovej a v okolí Pustej Vsi (dobro odkryté v lome u Fajnorov). Výskyt vápencov južne od Hradišťa pod Vrátnom boli pôvodne zaradené k chočskému príkrovu (bielovážska skupina), a to vzhľadom na väčšiu hrúbku lunszkých vrstiev v strednom nadloží reiflinských vápencov. Zo spomenutých reiflinských vápencov, ktoré sú dobre odkryté v lomoch a na východnom svahu kóty 335, boli získané konodonty *Neohindeolla* a rybie zúbky (spracoval Ľ. Gaál). V štruktúre Plešivej hory sa vyskytujú najmä v okolí Dolnej Skalovej a na Kamenici, sz. od Šterús. Na poslednej lokalite je možné pozorovať prechody do netypických, schreyeralmských vápencov.

Vzhľadom na to, že pre reiflinské vápence Západných Karpát je udávané vekové rozpätie spodný ilýr-kordevol (porov. Stratigr. slovník, 2. zv.), veľmi zaujímavé je zistenie rohovcových vápencov pelsonského veku z lomu U Fajnorov. Pelsonsky vek pre reiflinské vápence udáva napokon už M. PERŽEL (1966, s. 91). Z najnižšej, dnes už opustenej etáže (výška 280 m n.m.) z južnej steny zo sivých rohovcových vápencov z bezprostredného podložja vložky bridlic a ílovcov zo vzorky JP-242/B Ľ. Gaál vyextrahoval a určil: *Nicoraella kockeli* (TATGE) (tab. XXIV, obr. 7) a *Gondolella* sp.

Z mikrofaciálnej stránky ide o mikrity, s bohatou prímiesou drobného organického detritu (biopelmikrity) – tab. XIV, obr. 2, s častým výskytom foraminifer (určil J. Salaj): *Agathammina austroalpina* (KRIST.-TOLLMANN), *Earlandia tintinniformis* (MIŠÍK), *E. gracilis* (PANTIČ), *E. amplimuralis* (PANTIČ), *Nodosinella* sp., *Nodosaria* sp., *Pilamina densa* PANTIČ, *Meandrospira* sp., *Ophthalmidium* sp. *Gaudryina* sp. Spoločenstvo teda poukazuje na pelsonsko-ilýrsky vek vápencov.

Na všetkých troch etážach lomu U Fajnorov sú na východných svahoch kóty 361 v reiflinských vápencoch pomerne hojne zastúpené sivé, sivozelelé i tmavé bridlice. Ich polohy miestami dosahujú hrúbku aj niekoľko metrov. V ich nadloží sa vyskytujú hrubolavicovité až masívne sivohnedé vápence (?raminské), ktoré smerom do nadložja prechádzajú do wettersteinských rifových vápencov (odkryté dobre U Fajnorov, v záreze hradskej Prašník – Košariská alebo v opustenom lome na severnom úpätí kóty 361).

Otázkou veku vápencov v rozsiahlom lome U Fajnorov (obr. 11) sa však bude nutné ďalej zaoberať, nakoľko Ľ. Gaál získal z dvoch vzoriek (JP-225/R a JP-225/K₁) karnskú konodontovú faunu, ktorá je presvedčivo dokázaná (vrchný tuval, zóna *macrolobatus*) najmä zo vzorky JP-225/R (najvyššia terasa, južná stena, porov. tab. I, obr. 2). Ide o druhy: *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *G. cf. noah* (HAYASHI), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (TATGE) (tab. XXIV, obr. 1, 2). Sú to teda pravdepodobne už oponické, alebo im príbuzné vápence. Ako sa tento fakt odrazí v tektonickej interpretácii – či pôjde o úplnejšie zachovanú antiklinálu, alebo o ďalšiu šupinu, nevieme zatiaľ posúdiť.

Na južných a juhozápadných svahoch Kamenice (kóta 326,2), sz. od Šterús, v polozasypaných jamách po ťažbe i v škrapoch, vystupujú lavicovité svetlé vápence, pleťovej farby, miestami i ružovkasté.

V nižších častiach svahu, s menej častými rohovcami pleťovej farby sa vyskytujú vápence až veľkosti päste. Lavice majú nerovný povrch vrstevných plôch a nápadne pripomínajú netypické, schreyeralmské vápence silického príkrovu v Slovenskom krase:

Z najvyššej časti vápencov, bezprostredne pod svetlými vápencami vrcholatej časti Kamenice, zo sedielka 100 m jz. od vrcholu určil J. Salaj z výbrusu č. 29-02 (tab. XIV, obr. 4) foraminifery (preplavené) *Paleomiliamina judicariensis* (PREMOLI SILVA), *Ammodiscus* cf. *apricus* HO, *Turitellecta mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Nodosaria* sp., ktoré podľa neho dokazujú ilýrsky vek tejto časti vápencov.

Západnejšie v údolí sa nachádzajú menšie lomy v sivých, lavicovitých, rohovcových vápencoch, ktoré sú pravdepodobne ešte o niečo staršie. Lavicovité vápence na jz. svahoch Kamenice podľa merania úložných pomerov vystupujú v jadre brachyantiklinály spod wettersteinských vápencov.

Pre stratigrafické zaradenie reiflinských vápencov boli získané konodonty aj z odkryvov v záreze hradskej, pri horárni Dolná Skalová (ekurzóna lokalita 23. celoštátnej geologickej konferencie SGS, porov. J. MELLO in A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO a kol. 1980, s. 31). Zo vzorky JP-178/F (hnedosivý lavicovitý, rohovcový vápenec) L. Gaál vyextrahoval a určil konodonty (tab. XXIV, obr. 3-6) *Gondolella* cf. *acuta* KOZUR, *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), *Chirodella dinodoides* (TATGE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Cornudina* sp. Spoločenstvo s najväčšou pravdepodobnosťou poukazuje na ?anis-ladinský vek.

Vo vzorke JP-178/E (hrubá lavica sivého vápenca) sa vyskytuje *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella ?noah* (HAYASHI), neidentifikovateľné úlomky ozúbkovaných konodontov a holotúriu z rodu *Theelia*. Podľa nálezu G. ?noah by bolo možné usudzovať až o kárnickom veku.

Z výbrusu (tab. XV, obr. 2) J. Salaj určil foraminifery: *Valvulina* aff. *azzouzi* SALAJ, *Endothyra kuepperi* OBERH., *Diplostrimina* cf. *austrofimbriata* KRIST.-TOLLM., *Earlandia tintiniformis* (MIŠÍK), *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Trochammina almtalensis* (KOEHN-ZANINETTI). Ide o alodapickú vložku v reiflinských vápencoch, kde sa nachádzajú aj úlomky organizmov rífového biotopu (*Tubiphytes obscurus* MASLOV, problematika a *Earlandia* div. sp.

V literatúre existuje ešte jeden údaj o longobardskom veku reiflinských vápencov Brezovských Karpát. Ide o vzorky spod zrúcanín hradu Dobrá Voda (R. MOCK in A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO 1980, s. 24, 25). O náleze však zatiaľ nič bližšieho nebolo zverejnené.

71 Raminské vápence (kordevol)

Pozíciou i faciálnym vývojom predstavujú tieto vápence prechod medzi reiflinskými a wettersteinskými vápencami. Sú hrubolavicovité (30–50–100 cm i viac), bezrohovcové, sivé, hnedosivé i svetlosivé. Častým znakom sú alodapické laminy, vložky i hrubšie polohy (až 30 cm).

Azda najlepšie odkryté a prístupné štúdiu sú t.č. vápence v jablonickom lome, v jeho západnej časti (tab. XV, obr. 1). Táto lokalita môže byť považovaná za referenčnú lokalitu raminských vápencov jablonickej skupiny v Brezovských Karpatoch. Hrubé lavice (až 3 m) sa striedajú s tenšími (10–20 cm) a vrstevné plochy sú rovné, rohovce neboli zistené, zato však časté sú alodapické laminy. Výbrusy z takýchto hornín (tab. XV, obr. 2) ukazujú, že ide o organodetritické vápence, s prevládajúcimi úlomkami orga-

nizmov rifového biotopu: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, vápnité hubky (*Calicia vesiculifera* DULLO, určil E. Jablonský), Codiaceae, problematika. Veľmi hojný je drobný neidentifikovateľný organický detrit. Kalový vápenec medzi alodapickými vložkami má štruktúru ako reiflinský vápenec.

Podľa litologickej charakteristiky nezodpovedajú však tieto vápence presne definíciám raminských vápencov, ktoré objasnil A. TOLLMANN (1966, 1976), J. BYSTRICKÝ (1972, s. 302) a J. BYSTRICKÝ in D. ANDRUSOV – O. SAMUEL (1983 – Stratigr. slovník, 2. zv.). Podľa dostupnej literatúry popis rôznych stredotriasových vápencov by najskôr zodpovedal vápencom označeným ako „Reiflinger Bankkalk“ (T. BECHSTÄDT – H. MOSTLER 1974, s. 21, 1976).

Ladinsko-kordevolský vek raminských vápencov jablonickej skupiny môžeme predpokladať z vyššie uvedeného nálezu *Calicia vesiculifera* DULLO (tab. XV, obr. 2) a podľa foraminifer *Agathammina* aff. *austroalpina* (KRISTAN–TOLLMAN et TOLLMAN), *Austrocolomia marshali* (OBERHAUSER), *Endothyranella tricamerata* SALAJ a *Lamelliconus ventroplanus* (OBERHAUSER), nájdených v raminských vápencoch z jz. svahov Lažtekov pri Dolnej Skalovej (určil J. Salaj, tab. XV, obr. 3). Pokusy o spresnenie veku pomocou konodontov zatiaľ neboli úspešné. Rozpustením 5,2 kg vzorky JP-31/H z jablonického lomu L. Gaál získal iba dva úlomky neidentifikovateľných ozúbkovaných konodontov.

73 Wettersteinské vápence (ladin–kordevol)

Významným členom jablonickej skupiny sú wettersteinské vápence. Ide o svetlé, masívne vápence, ktoré dosahujú hrúbku až 250–300 m. Najväčšie rozšírenie je zaznamenané v klenovskej štruktúre, ale prítomné sú i v dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóne a v štruktúre Plešivej hory, v okolí Dolnej Skalovej a na Kamenici, sz. od Šterús.

Dosiaľ boli však zistené iba rifové typy wettersteinských vápencov, lagunárno-riasové zistené neboli. Podobne ako v iných jednotkách s bohatým zastúpením wettersteinských rifových vápencov (napr. silický príkrov, severogemeridné mezozoikum, strážovský príkrov) vyznačujú sa aj tieto vápence výskytom neobyčajne bohatého spoločenstva rifových organizmov, najmä koralov (tab. XVII, obr. 3) M. PERŽEL (1966, str. 93) uvádza nálezy koralov *Craspedophyllia jablonicae* KOLOSVÁRY, *Montlivaltia obliqua* (MÜNST.), húb *Vesicocaelis* sp. (?*carinthiacus*) OTT (tab. XVI, obr. 1), *Dictyocoelia mannon* (MÜNST.), (tab. XVI, obr. 2, určil E. Jablonský), Codiaceae (tab. XVI, obr. 4), problematiku *Tubiphytes obscurus* MASLOV a i. Výskyty *Baccinella floriformis* PANTIĆ uvádza z wettersteinských rifových vápencov „jablonického príkrovu“ Brezovských Karpát J. MELLO (1977, s. 198, tab. XCVI, obr. 2, 7).

Wettersteinské rifové vápence sa nachádzajú aj vo valúnovom materiáli valchovských zlepcov. Z nich určil E. JABLONSKÝ (in A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ 1975, s. 39) druh *Stylothalamia delemi*, ktorý má vekové rozpätie ladin–kordevol.

Smerom do nadložja prechádzajú wettersteinské vápence pozvoľna, alebo naopak i náhle do wettersteinských dolomitov. Aj uprostred nich sa však miestami nájdu relikticky wettersteinských vápencov (napr. jv. od Vysokej skaly).

72 Wettersteinské dolomity (ladin–kordevol)

Mohutne sú vyvinuté najmä v štruktúre Klenovej, medzi wettersteinský-

mi vápencami a lunzskými vrstvami. Dosahujú tu hrúbku až 300–500 m a v menšom rozsahu sú zachované aj v dvoch južných štruktúrach.

Južne od Klenovej, ale aj v oblasti Dechtíc sa svetlé dolomity vyskytujú i v podloží steinamlských vápencov. Pre nedostatok fosílií nie je možné rozhodnúť či ich pozícia je tektonická, alebo či aspoň časť z nich nepatrí k steinamlským (aniským) dolomitom. V takomto prípade by interpretácia geologickej stavby bola jednoduchšia, (normálny vrstevný sled) a súčasne by to bol aj ďalší argument, že ide o tektonickú jednotku vyššiu, ako je chočský príkrov.

Wettersteinské dolomity sú svetlé, masívne a často tektonicky drvené. V takomto stave sa potom ťažia vo viacerých lomoch a spracujú sa na dolomitovú múčku. Z mikrofaciálneho hľadiska neboli podrobnejšie skúmané.

70 Lunzské vrstvy (jul)

Významným oporným horizontom, známym iba zo štruktúry Klenovej sú lunzské vrstvy, ale pre nedostatok odkryvov neboli od čias M. PERŽELA (1964, 1966) podrobnejšie skúmané. Uvedený autor však podal nasledovnú charakteristiku:

V severnej časti pohoria takmer pri Hradišti pod Vrátnom je tenký (5–10 m), miestami vyťahnutý pás bridlíc a pieskovcov tiahnući sa až po cestu Vrbové – Brezová pod Bradlom. Plastickejšie, ale voči zvetrávaniu menej odolné súvrstvie vytvára na bočných hrebienkoch morfológicky dobre viditeľné sedielka. Pieskovce sú sivé, doskovité na plochách odlučnosti sa nachádzajú usporiadané šupinky sludy, ktoré zvetrávajú do hrdzavohneda. Väčšie východy sa tu nenachádzajú; a v sedielkach vo vývratoch sú obyčajne rozptýlené drobné úlomky spomínaných pieskovcov. Na súvrství, ktoré je miestami vyťahnuté plastickejšie, jasne vidno zlomovú tektoniku a vzájomný posun jednotlivých kryh pohoria.

69 Oponické vápence (karn)

Výrazným horizontom, ktorý popri nie veľmi bohato vyvinutých lunzských vrstvách spestruje monotónnu niekoľkostometrovú vrchnotriasovú sekvenciu dolomitov, sú oponické vápence. V klenovskej štruktúre ide o súvislý, spravidla však len niekoľko málo metrov (5–15 m) hrubý horizont. V štruktúre Plešivej hory tento súvislý horizont chýba a známe sú prakticky iba dve šošovky pri Čhtelnici a Lančári. K oponickým vápencom boli zaradené aj šošovky z okolia lazov Volavec.

Vápence sú lavicovité, sivé, sivohnedé, žltkasté i ružovkasté, ojedinele s náznakmi hľuznatosti, prípadne s výskytom rohovcov. Väčšinou ide o mikrity a afanitické vápence bez organických zvyškov (tab. XVII, obr. 3). Miestami sa nájdu hniezda lumachel, alebo aj organodetrítické polohy (tab. XVIII, obr. 4).

Nálezy *Ostrea montis caprilis* KLIPST (L. LÚCZY 1915) svojho času poslúžili ako dôkaz o karnskom veku oponických vápencov (vtedy karditových vrstiev) a súčasne i o triasovom veku celej vápencovo-dolomitovej sekvencie.

K výskytu oponických vápencov severne od Lančára viedla i trasa exkurzie 23. Celostátnej geologickej konferencie SGS (J. MELLO in A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO 1980, s. 32). Oponické vápence sú tu dobre odkryté na pretiahnutom chrbte severne od kóty 303 (severne od starého kostola).

V bazálnej časti (vrcholová časť kóty 303) vystupujú svetlé vápence. Nad nimi možno nájsť množstvo úlomkov hnedožltých lumachelových vápencov,

z ktorých M. PERŽEL (1964), M. KOCHANOVÁ (1964, 1979), A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ (1975, s. 52) a J. PEVNÝ (1963, 1966) uvádzajú nálezy lamelli-branchiátov a brachiopodov (tab. 3).

Vyššie vo vrstevnom slede vystupujú odkryté v nevelkých jamách vrstevnaté sivé i svetlé kalové vápence (lavice 20–45 cm). Ich mikroskopický obraz je veľmi monotónny – mikrity bez organických zvyškov a klastických prímiesí (tab. XVII, obr. 3). A. KULLMANOVÁ (in A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ 1975, s. 7) z nich uvádza nález globochét a foraminifer Agathammina austroalpina (KRISTAN-TOLLMAN et TOLLMAN). Hrúbka vápencov je tu asi 120 m.

Okrem výrazného a stáleho horizontu oponických vápencov nad lunszkými vrstvami sú do štruktúry Klenovej v predloženej mape k oponickým vápencom zaradené prakticky všetky výskyty vápencov v hlavných dolomitoch. Je viac ako pravdepodobné, že tieto nevelké vápencové šošovky, často však aj polohy niekoľko desiatok metrov hrubé, sledovateľné v dĺžke viac než 100 m, majú rôznu stratigrafickú výšku (teda nielen karn, niektoré šošovky môžu byť i norické).

Týka sa to najmä sv. cípu štruktúry Klenovej. Ako môžeme vyčítať z geologickej mapy i rezov v tejto časti, má zobrazená štruktúra tvar asymetrickej antiklinály s osou ponárajúcou sa smerom na severovýchod. V lomoch U Fajnorov sú v jej jadre odkryté stredotriasové vápence rôznych typov.

Tabuľka 3 Nálezy mikrofosilií v oponických vápencoch Brezovských Karpát (jablonická skupina)

Lokality	1	2	3	4
Lamellibranchiáta				
Lopha montiscaprilis (KLIPSTEIN)				+
Filopecten incognitus (BITTNER)	+	+	+	
Cornucardia cf. hornigi (BITTNER)				+
Newaagia obliqua (MÜNSTER)	+	+	+	
Mysidioptera carpatica BITTNER				+
Schafhaeutlia mellingi (HAUER)	+	+		
Mysidioptera cf. laczkoi BITTNER				+
Leptochondria sp.	+			
Placunopsis sp.	+			
Lopha cf. calceiformis (BROEILI)			+	
Brachiopody				
„Terebratula“ tenella BITTNER	+		+	
„Terebratula“ cf. sturi LAUBE	+		+	
„Terebratula“ sp.				+
Diplospirella wissmani (MÜNSTER)	+		+	
Dielasma woehrmannianum (BITTNER)	+		+	

1 – sz. od obce Lančár na hrebeni za starým kostolom (M. Peržel 1964; M. Kochanová 1964, 1979; J. Pevný 1966)

2 – 300 m sz. od starého kostola v Čhtelnici (M. Peržel 1964; M. Kochanová 1964, 1979)

3 – j. od prameňa Holešky (M. Peržel 1964, 1966; M. Kochanová 1979)

4 – j. od Lopusovej doliny (L. Lóczy 1915; M. Peržel 1964)

Bezprostredne na sever od osady U Fajnorov pás oponických vápencov uprostred dolomitov nádherne morfológicky vykresľuje tvar antiklinály (tab. XVI, obr. 1). 1 km severnejšie, v okolí lazú Volavec, sa uprostred dolomitov objavujú výskyty nevelkých šošoviek i rozsiahlejších polôh vápencov, ktoré by podľa pozície 200–300 m v nadloží základného horizontu oponických vápencov mohli byť mladšie ako oponické vápence U Fajnorov.

Ide tu o vápence viacerých typov. Vo veľkej vápennej polohe, sz. od lazú Volavec dominujú mikrity a pelmikrity, ktoré sú spestrené polohami s bohatším organickým detritom, kde prevláda zvláštny druh hrubostenných drobných lamelibranchiátov (tab. XVII, obr. 4). Z foraminifer určil J. Salaj nasledovné formy (tab. 4).

Tabuľka 4 Nálezy foraminifer vo vápencoch, severne od lazú Volavec

Lokalita	1	2	3	4	5
Foraminifery	JP-235	JP-236	JP-238	JP-240	JP-241
Agathammina austroalpina KRISTAN-TOLLMAN	+	+	+		
Frondicularia woodwardi HOWCHIN					+
Frondicularia cf. woodwardi HOWCHIN				+	
Frondiculina sp. 1				+	
Frondiculina sp. 2				+	
Ophthalmidium sp.				+	
Nodosaria sp.					+

- 1 – Lokalita JP-235. Bralnatá výšinka, nachádzajúca sa 300 m sv. od lazú Volavec (sz. výbežok chrbta) svetlosivé rohovcové vápence.
- 2 – Lokalita JP-236, sz. úpätie toho istého chrbta ako JP-235, svetlohnedosivé, drobnozrnité vápence.
- 3 – Lokalita JP-238 – 400 m sz. od lazú Volavec, severná časť výrazného chrbta, svetlé vápence (ojedinelé bralko).
- 4 – Lokalita JP-240, 300 m sz. od lazú Volavec, nižšia časť chrbta, svetlé a svetlohnedosivé vápence.
- 5 – Lokalita JP-241, 300 m, szz. od lazú Volavec, ujedinelé balvany svetlých vápencov uprostred dolomitov.

V uvedených lokalitách sú hojné pelety a koprolity. Menšie vápencové šošovky sú silno dolomitizované (dolosparity) a organický detrit je neidentifikovateľný. Zaujímavé je zistenie prítomnosti rohovcových vápencov 300 m ssz. od lazú Volavec (d.b. JP-235).

Príslušnosť týchto vápencov k oponickým vápencom nie je však natoľko istá, aby sa nemohlo uvažovať o ich prípadnej príslušnosti k dachsteinským vápencom. Takúto interpretáciu by podporovala i mikrofaciálna zhoda vyššie uvedených vápencov s niektorými typmi dachsteinských vápencov od Bziniec (vz. N 858 z materiálov J. Hanáčka) z. od osady Vápenky v. od Krajného (vz. N 771, N 773 z materiálov dr. Hanáčka), ktorých rétsky vek bol dokázaný nálezmi foraminifer (o.i. Triassina hantkeni MAJZON).

K oponickým vápencom bude azda patriť i časť vápencov z lomu U Fajnorov. Ako už bolo uvedené pri popise reiflinských vápencov, Ľ. Gaál získal a určil zo vzorky JP-225/R, odobranej J. Mellom z južnej steny najvyššej etáže lomu konodonty *Metapolygnathus communisti* NAYASHI, *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *G. cf. noah* (HAYASHI), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.),

Prioniodina (Cypridodella) venusta (TATGE) (tab. XXIV, obr. 1, 2), ktoré poukazujú na vrchnotuvalský vek vzorky (zóna macrolobatus). Aj podľa konodontov Gondolella ?halstattensis (MOSHER) (?polygnathiformis), Gladigondolella tethydis (HUCKR.), Gondolella sp. získaných zo vzorky JP-225/K₁ (západná stena najvyššej etáže, nad bridlicami) by sa dalo usudzovať o karnskom veku vápencov. Ide o lavicovité až hrubolavicovité, svetlosivé i hnedosivé, ojedinele rohovcové vápence (tab. I, obr. 2). Po mikrofaciálnej stránke zatiaľ neboli skúmané.

Z oponických vápencov, východne od Holdošovského mlyna (vz. JP-193; sivé i ružovkasté lavicovité kalové vápence v bočnom údolí, asi 450 m sz. od kóty 453,0) J. Papšová získala konodonty, holotúrie i foraminifery, ktoré však zatiaľ nepostačujú na presné vekové určenie. Ide o druhy: Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER), Hindeodella spengleri (HUCKR.), Neospatodus sp.?, Theelia immisorbicula MOSTLER, Th. planorbicula MOSTLER, Theelia div. sp., Priscopodatus sp., Ammodiscus sp. a Frondicularia sp.

68 Hlavné dolomity (karn-norik)

Dolomity sú dominujúcim stavebným materiálom pohoria Brezovských Karpát. Časť dolomitov, ktoré sa nachádzajú v štruktúre Klenovej, nad lunzskými vrstvami, zaraďujeme podobne ako v iných pohoriach k tzv. hlavným dolomitom. V štruktúre Plešivej hory lunzské vrstvy dosiaľ neboli nájdené, ale keďže sa šošovky oponických vápencov nachádzajú v ich nižších častiach, dá sa predpokladať, že všetky dolomity v okolí Lančára a Dolného Lopašova patria k hlavným dolomitom. Zaradenie dolomitov, nachádzajúcich sa jz. od Tlstej hory k wettersteinským dolomitom, nie je zatiaľ spoľahlivo doložené.

Hlavné dolomity Brezovských Karpát (na rozdiel od wettersteinských) sa vyznačujú zreteľnou vrstevnatosťou. Lavice majú hrúbku 40–100 cm, miestami sú stromatolitické a ojedinele s medzivrstvičkami bridlíc. Ich celková hrúbka je 400–600 m.

Mikrofacie dolomitov neboli podrobnejšie skúmané, ale niekoľko orientačných vzoriek ukázalo, že štruktúry dolomitov nie sú úplne jednotvárne. Napr. v sv. cípe štruktúry Klenovej, v chrbte sz. od Bajciarov, sú v dolomitoch hojné intraklasty a pelety (tab. XVII, obr. 2). Je to však horizont, v ktorom sa vyskytujú i šošovky vápencov (zaradených k oponickým vápencom). Možno tu tiež však objaviť aj reliktné stromatolitické štruktúry (tab. XVII, obr. 1). Identifikovateľné a stratigraficky cenné fosílie tu však dosiaľ nájdené neboli a tak stratigrafické rozpätie (karn-norik) je určené na základe superpozície vo vzťahu k podložným lunzským vrstvám a nadložným dachsteinským vápencom.

66 Dachsteinské vápence – rifové a lagunárne (sevat-rét)

Dachsteinské vápence ako najvyšší a najmladší člen jablonickej skupiny sú v Brezovských Karpatoch zachované iba v obmedzenom rozsahu. Známe sú z troch miest výskytov:

a) Okolie hájovne Černík, sz. od Čhtelnice. Dachsteinské vápence vystupujú na povrch v nepravidelnom obdĺžniku rozmerov 1,5 x 0,5 km na východných svahoch hornej časti čhtelnickej doliny. V podloží sú hlavné dolomity, v nadloží pestré vápence ?rét-hetanžu.

Dachsteinské vápence sú v tejto oblasti svetlé, nevrstevnaté a masívne. Skalné a bralnaté vyústenia sú skrasovatené (škrapy, kvesty). Už na navetranom povrchu možno zistiť hojnú prítomnosť organických zvyškov. Ide

o organogénne a organodetrítické vápence, ktoré veľmi pripomínajú „furman-
ské“ vápence gemerika (silický a muránsky príkrov, stratenská skupina).

Spoločenstvo organizmov, ktoré sa podieľa na ich zložení, je veľmi
pestré (tab. XVIII, obr. 4): koraly, lamelibranchiáty, krinoidy, vápnité
hubky a i. Z foraminifer J. Salaj určil (d.b. JP-223/A *Angulodiscus friedli*
KRIST.-TOLLM. a *Tetrataxis* sp.

Hrúbka dachsteinských vápencov je tu asi 200–300 m.

b) Ilstá hora. Dachsteinské vápence sú zachované v podloží jurských
vrstiev hrušovskej skupiny (fácia Ilstej hory). Ide prevažne o svetlohnedé
a svetlé masívne, prípadne hrubolavicovité celistvé vápence. Mikrofaciálny
charakter je odlišný od predchádzajúceho výskytu. Ide prevažne o pelmikrity,
pelsparity a oopelsparity (tab. XVIII, obr. 1, 2). Na organické zvyšky sú
tieto vápence veľmi chudobné. Vyskytujú sa len ojedinelé prierezy krinoido-
vých článkov, lamelibranchiátov a gastropódov. Z foraminifer J. Salaj určil
(d.b. JP-261, Ilstá hora, južný vrchol): *Angulodiscus friedli* KRIST.-TOLLM.,
Fronicularia woodwardi HOWKIN, *Tolypamina gregaria* WENDT a *Semiinvoluta*
clari KRISTAN. Vyhliadkové skaly nad Prašníkom, v severnej časti Ilstej ho-
ry (d.b. JP-263, JP-232) tvoria peletovo-onkoidové vápence (tab. XVIII,
obr. 1) s *Angulodiscus* cf. *friedli* KRIST.-TOLLMANN a s hojnými koprolitmi.
Parafavreina thoronetensis BRÖNN., CARON et ZANINETTI 1972 (určil J.
Salaj).

c) Výskyty v sz. cípe Brezovských Karpát, medzi Brezovou pod Bradlom
a Holdošovským mlynom. Pozícia týchto výskytov je komplikovanejšia ako
v predchádzajúcich prípadoch. Výskyty sú čiastočne prekryté transgresívnymi
valchovskými zlepenkami (koňak) a situáciu ďalej skomplikovali aj mlad-
šie prešmyky a zlomy, takže dachsteinské vápence vystupujú v nesúvislých
výskytoch uprostred dolomitov a valchovských zlepenecov. Veľkosť odkryvov
dachsteinských vápencov vylučuje možnosť, že by išlo o bloky pochádzajúce
z valchovských zlepenecov.

Dachsteinské vápence sú v tejto časti masívne, nezreteľne vrstevnaté,
svetlé a organodetrítické. Miestami tvoria bralá (napr. d.b. JP-199 v pod-
vrcholovej časti kóty 421 vysoké 6 m a dlhé 10–15 m) a škrapové polia. Ide
tu o typické biokalkarenity (tab. XVIII, obr. 3), ktoré vznikli v silne
agitovanom plytkomorskom prostredí. Z úlomkov organických zvyškov sú hojné
lamelibranchiáty, brachiopódy, krinoidy, ostne ježoviek, dasykladaceay
a foraminifery.

Organodetrítické vápence typu furmanských vápencov sú hojné aj ako
valúny vo valchovských zlepenkoch. Z balvanov a z väčších úlomkov valchov-
ských zlepenecov (miestami brekcií) sv. od kóty 263,2 a východne od Holdošov-
ského mlyna pochádza i bohatá rétická fauna. Lokalitu našiel L. LÓCZY
(1915), a považoval ju za karnskú.

M. KOCHANOVÁ (in A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ 1975, s. 38, s. 57) pre-
hodnotila faunu L. Lóczyho, uloženú v MAFI v Budapešti a doplnila novšími
zbermi. Novšie zbery fauny sú zhodné so staršími a dokazujú totožnosť za-
stúpenia ako je známe aj z kössenskej fácie: *Modiolus schafhaeutli* (ŠTÚR),
Oxytoma cf. *inaequivalvis intermedia* (EMMR.), *Oxytoma* sp.n., *Antijanira*
simkoviczi (GOETEL), *Chlamys* cf. *valoneinsis* (DEFRANCE), *Chlamys* sp. (ex
gr. *coronata* (WINKLER), *Chlamys* sp. 1, *Chlamys* sp. 2, *Chlamys* sp. 3 (ex gr.
subulata MÜNST.), *Plicatula* (*Plicatula*) aff. *parkinsoni* (BRÖNN.), *Atreta*
intusstriata (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Plagiostoma* sp., *Pla-*
giostoma sp. 1, *Pseudolimea* sp., *Gryphea* cf. *dumortieri* (JOIL), *Liostrea*
irregularis (MÜNST.), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Cardinia* sp. Objavené
spoločenstvo brachiopódov je nasledovné (J. PEVNÝ 1964, 1966): *Rhaetina* gre-

garia (SUESS), Zeillera austriaca (ZUGMAYER), Laballa suessi (WINKLER), Sinucosta cf. emmerichi acerrina (BITTNER), „Rhynchonella“ cf. subrimosa austriaca (SUESS).

V doline, východne od Pavlíkovho mlyna, v prevažne zakrytom teréne M. KOCHANOVÁ (in A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ 1975, s. 58) a J. PEVNÝ (1966) našli len ojedinele bloky svetlých lumachelových vápencov s nasledujúcou kössenskou makrofaunou bivalvií a brachiopodov: Modiolus hybbensis (GOETEL), M. schafhaeutli (ŠTÚR), Lophahaidingeriana (EMMERICH), Sinucosta cf. emmerichi acerrima (BITTNER), Laballa suessi (WINKLER), „Rhynchonella“ subrimosa (SCHAFHÄUTL).

Trias, južne od Hradišťa pod Vrátnom

Ide o triasové horniny v nevelkej enkláve (polokne), južne od Hradišťa pod Vrátnom. Zastúpené sú iba tri členy, ktoré sú známe aj z jablonickej skupiny. Autorský kolektív nedospel k jednotnému názoru o ich tektonickom zaradení.

Podľa J. Mello ide o chočský príkrov (bielovážska skupina) vzhľadom na absenciu steinalmských a wettersteinských vápencov, ale hlavne pre mnohonásobne väčšiu hrúbku lunzkých vrstiev než v jablonickej skupine.

J. SALAJ – A. BEGAN (1983) sú toho názoru, že ide o trias porovnateľný s lunzkou fáciou Severných vápencových Álp.

V poslednom štádiu prípravy geologickej mapy pre tlač, v neprítomnosti jedného z autorov (J. Mello), boli tieto horniny zahrnuté do jablonickej skupiny.

76 Gutensteinské (annaberské) vápence (anis)

Vystupujú iba južne od Hradišťa pod Vrátnom, západne od údolia vedúceho pod Vysokú skalu a pod reiflinskými vápencami.

Sú to hrubolavicovité, tmavosivé, hnedasté i sivobiele, prežilkované vápence, prevažne mikrity bez zistených organických zvyškov. Ich hrúbka je asi 200 m. Mikroskopický obraz je tiež veľmi monotónny – mikrity s ojedinelými ostrakodmi.

74 Reiflinské vápence (ilýr–kordevol)

Patrí k nim jediný výskyt, a to južne od Hradišťa pod Vrátnom. Dobre sú odkryté v opustených lomoch asi 500 m sz. od Vysokej skaly. Pokračujú na východné svahy kóty 335,6, kde tak isto boli v lavicovitých vápencoch zistené rohovce. Celková hrúbka lavíc je asi 60–80 m.

Vo vápencoch sa doteraz nenašli fosílie, ktoré by umožnili stanoviť presné vekové rozpätie. Z troch vzoriek na konodonty (JP-1/D, JP-1/E a JP-2/A) zo spomenutých lomov, iba z poslednej z nich boli získané ozúbkované konodonty rodu Neohindeodella a rybie zuby (spracoval L. Gaál). Tieto však nestačia na presné vekové určenie, preto do ilýr–kordevolu ich zaradíme iba na základe paralelizácie s inými výskytmi bielovážskej skupiny.

70 Lunzké vrstvy (karn)

Na rozdiel od lunzkých vrstiev jablonickej skupiny dosahujú spomínané vrstvy v nedzovskom príkrove hrúbku 200–300 m. Tvoria síce súvislú, ale

predsa len tenkú (5–15 m) polohu, južne od Hradišťa p. Vrátnom (z. od Vysokej skaly). Odkryté sú však iba v dvoch roklinách, kde ich podrobne preskúmali A. KULLMANOVÁ – M. KOCHANOVÁ (1975) a M. KOCHANOVÁ – A. KULLMANOVÁ – P. SNOPKOVÁ (1976).

V rokline potoka, južne od dediny vystupujú tmavšie sivé, ílovité a ílovito-prachovité bridlice s polohami jemnozrnných, kremitých pieskovcov. Lavice pieskovcov s hrúbkou 35–55 cm sa striedajú s tenkými medzivrstvičkami ílovito-piesčitých bridlíc. Pieskovce majú štruktúru psamitickú, základná hmota je ílovito-piesčitá a bohatá je na sericit.

V rokline, západne od kóty 373 sú prevládajúcou zložkou súvrstvia bridlice, ktoré majú pelitickú až prachovo-pelitickú štruktúru. Z veľkých východov sivohnedých slienitých bridlíc v rokline pochádza aj nález karnskej fosílie *Halobia rugosa* GUEMBEL (lit. cit.).

Z bridlíc boli získané bohaté spoločenstvá spór a peľových zŕn (M. KOCHANOVÁ – A. KULLMANOVÁ – P. SNOPKOVÁ 1976, s. 57), z ktorého uvedieme aspoň *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KLAUS, *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS, *Tigrisporites cooksonae* KLAUS, *Saturnisporites fischeri* KLAUS, *S. fimbriatus* KLAUS, *S. granulatus* KLAUS, *Aratrisporites coryliseminis* KLAUS, *A. scabratus* KLAUS, *Ovalipollis lunzensis* KLAUS, *O. grebae* KLAUS, *O. minimus* SCHEURING, *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS, *Duplieisporites* cf. *granulatus*. Poukazujú jednoznačne na príslušnosť súvrstvia do karnu, teda k lunzským vrstvám.

Hrušovská skupina

Fácia Tlstej hory (jura–spodná krieda)

Vrstevný sled jury nedzovského príkrovu v Brezovských Karpatoch (ak o nesúvislých vrstevných skladbách môžeme takto usudzovať) patrí medzi najplytkovodnejšie z celých Západných Karpát. Najúplnejšie vrstevné skladby sú na Tlstej hore pri Prašníku, podľa ktorej sme použili označenie fácia Tlstej hory (obr. 14).

Na rozdiel od série Rohatej skaly, ktorá sa všeobecne považuje za reprezentanta jury chočského príkrovu dominujú v malme plytkovodné organodetritické i organogénne vápence. Podobné plytkovodné vápence boli zistené v silickom príkrove a uvádzajú sa i z pieninského exotického chrbta (M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1980, 1981). Bezprostredným severným pokračovaním fácie Tlstej hory sú zrejme výskyty z Drieňovice – Šipkovského hája z Čachtických Karpát, odkiaľ M. MIŠÍK – M. SÝKORA (1982) uvádzajú uprostred pelagických vápencov najmenej štyri polohy barmsteinských alodapických vápencov s detritom plytkovodných organizmov. Najhrubšia poloha má hrúbku viac než 2 m.

Na Tlstej hore (presnejšie v menšom kopčeku nad Prašníkom) plytkovodné malmské vápence (?plassenské, ?barmsteinské) dosahujú hrúbku najviac 30–40 m.

Zo starších ako malmských hornín poznáme na Tlstej hore iba sivé krioidové rohovcové vápence, ktoré zastupujú lias a azda aj doger. Je však možné, že dogerské vrstvy sú podobne ako v Čachtických Karpatoch stlačené a pre malú hrúbku v zasutenom teréne dosiaľ neboli nájdené.

Okrem Tlstej hory sú jurské vrstvy známe ešte z dvoch výskytov, a síce z lokality južne od horárne Černík a východne od Holdošovského mlyna, tu v podstate iba z valúnov a balvanov vo valchovských zlepenkoch. Hoci sú

opísané v ďalšom texte, nie je dodnes jasné, najmä u niektorých hornín z druhej lokality, či patria do fácie Tlstej hory (napr. adnetské vápence).

65 Pestré vápence (?rét-hetanž)

M. PERŽEL (1964, s. 27; 1966, s. 95) ich vymedzil južne od hájovne Černík, na svahu vedľa potoka. Podľa jeho charakteristiky ide tu o kusy slabostmelených, jemnozrnných a hrubozrnných, sivých, tmavosivých, ružovkastých krinoidových vápencov s rohovcami i bez rohovcov. Našiel v nich aj faunu amonitov a brachiopódov hetanžu (určil J. Pevný): *Polymorphites* cf. *polymorphus* QUENSTEDT a *Lobothyris* cf. *punctata* (SOWERBY).

Novšie súvrstvie nebolo podrobnejšie skúmané ani rozčlenené. Výbrus z hrdzavosivých piesčitých a zrnitých vápencov, 900 m jz. od hájovne Černík ukazuje, že ide o krinoidovo-foraminiferový „napechovaný“ biomikrit s hojným (čiastočne zmeneným) glaukonitom (tab. XIX, obr. 1).

64 Červené hľuznaté (adnetské) vápence (pliensbach)

Zistené boli iba východne od Holdošovského mlyna, v odkryve veľkosti 4 x 1,7 m (A. KULLMANOVÁ — M. KOCHANOVÁ 1975, s. 38, s. 59; 1976, s. 69–73). Ide pravdepodobne o blok z valchovských zlepencov, preto v mape nie sú znázornené.

Ako uvádza A. Kullmanová a M. Kochanová v poslednej citovanej práci, ide o mäsovoružové, celistvé a organogénne vápence, ktoré majú miestami nevýrazne hľuznatý charakter. Obsahujú pomerne bohaté spoločenstvo liasovej makrofauny, konkrétne: *Cirpa fronto* (QUENSTEDT), *Rudirhynchia rudis* BUCKMAN, *Cineta numismalis* (LAMARCK), *Rimihynchia elevata* BUCKMAN, *Zeilleria waterhousi* (DAVIDSON) (určil J. Pevný); *Chlamys* (*Praechlamys*) *rollei* (STOLICZKA), *Chlamys* (*Praechlamys*) *verticilla* (STOLICZKA), *Plagiostoma punctatum* SOWERBY (určila M. Kochanová); *Androgynoceras* cf. *capricornum* (SCHLOENBACH) (určil M. Rakús), podľa ktorého ide o pliensbach. Okrem toho obsahujú belemnity, gastropódy a z mikrofauny ostrakody, hniezda krinoidov, foraminifery (*Involutina liassica* JONES, *Vidalina mastana* FARINACEI a i.) a kalcifikované ihlice húb.

Informácie o jurských vrstvách nedzovského príkrovu v Brezovských Karpatoch sú v porovnaní s triasovými omnoho skromnejšie. Je veľmi pravdepodobné, že blok adnetských vápencov, podobne ako väčšina materiálu valchovských zlepencov, pochádza z nedzovského príkrovu. Možné je však, že pochádza z ešte vyššieho elementu, nakoľko adnetské vápence ani z chočského ani z nedzovského príkrovu v tejto oblasti nepoznáme. V každom prípade ide o nález, ktorý silne podporuje možnú prítomnosť gemeridných elementov v tejto oblasti (litologická, mikrofaciálna i biostratigrafická zhoda s vápencom adnetskej fácie silického príkrovu na Drienkovej hore v Slovenskom krase).

64 Krinoidové vápence s rohovcami (lias-doger)

V stavbe vrcholovej časti Tlstej hory a jej severných svahov dominujú sivé, krinoidové vápence s rohovcami. Spodné časti svahov sú však zasutené takže odkryvy možno nájsť iba vo vrchnej a podvrcholovej časti, najlepšie v záreze lesnej cesty, vo výške 370 m.

Vápence sú lavicovité až doskovité a sú strmo vztýčené až prevrátené (na západnom svahu Tlstej hory zapadajú pod terénnu hranu dachsteinských

vápencov). O komplikovanej tektonike svedčia i šupiny dachsteinských vápencov (tvoria napr. „vyhliadkové“ skaly v severnej vrcholovej časti Tlstej hory) uprostred krinoidových vápencov.

Krinoidové vápence Tlstej hory (tab. XIX, obr. 3, 4) sú pomerne monotónne. Okrem rekryštalizovaných článkov krinoidov (tmel dorastania) sa nájdu aj úlomky lamelibranchiátov a brachiopódov, foraminifer a peletov.

M. PERŽEL (1964, 1966) uvádza z týchto vápencov bohaté spoločenstvo makrofauny lamelibranchiátov a brachiopódov (určili M. KOCHANOVÁ 1964 a J. PEVNÝ 1964, 1966): *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORBIGNY), *Entolium hehlii* (D'ORBIGNY), *Entolium calvum* (GOLDFUSS), *Chlamys textoris* (SCHLOTHEIM), *Anomia striatula* OPPEL., *Lima* (*Plagiostoma*) *punctata* (SOWERBY), *Gryphea obliqua* (GOLDFUSS), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Z. mutabilis* (OPP.), *Z. cornuta* (SOWERBY), *Cincta numismalis* (LAM.), *Rudirhynchia calcicosta* (QUENOSTAEDT), *Polymorphites* cf. *polymorphus* QUENOSTAEDT a i.

Fauna mlžov ukazuje na lotaring, fauna brachiopódov na spodný až stredný lias.

Krinoidové vápence liasového veku sa vyskytujú aj južne od hájovne Černík, ale nakoľko neboli podrobnejšie skúmané, a nie je ani jasné, či aspoň sčasti nejde o valchovské zlepenice, sú vymedzené a popísané osobitne a pomenované sú ako „pestré vápencové súvrstvie“ (rét-hetanž).

Balvány krinoidových vápencov s rohovcami boli zistené aj východne od Holdošovského mlyna, na južnom svahu kóty 421 (d.b. JP-194) a pochádzajú zrejme z valchovských zlepenic. V nich J. Papšová zistila bohaté foraminifery (*Ammodiscus* sp., *Fronicularia* sp., *Lenticulina* sp., ?*Gaudryina* sp.), veľmi často sa vyskytujúce ihlice húb a fragment ozúbkovaného konodontu, takže usudzuje, že by tu mohlo ísť o triasové vápence.

Ďalšie obmeny krinoidových vápencov boli zistené iba vo forme úlomkov a valúnov vo valchovských zlepenicách. Takým je napr. slabozaoblený úlomok veľkosti väčšej päste zo zlepenic 450 m sv. od kóty 429,1, na hrane rovného chrbta, východne od Pavlíkovho mlyna (vz. JP-204/B). Ide o svetlosivý, slaboružový organodetrítický (drobnolumachelovo-krinoidový) vápenec, čo je dobre vidieť už i na navetranom povrchu a mikroskopicky ho možno charakterizovať ako biomikrit (tab. XIX, obr. 2). Organický detrit pozostáva prevažne zo schránok lamelibranchiátov a krinoidov, ale nájdu sa ojedinele i ostne ježoviek a sesílne foraminifery. Veľkosť úlomkov je prevažne pod 2 mm a iba ojedinele dosahujú úlomky schránok lamelibranchiátov v jednom smere veľkosť až 5–6 mm. K veku vápenca sa podľa uvedených fosílií nemožno presnejšie vyjadriť, pretože ide pravdepodobne o nižšiu časť liasu. Jedná sa totiž o sedimentačné prostredie, ktoré bolo pokojnejšie ako pri krinoidových vápenicách Tlstej hory.

Ďalšia hornina – pieskovce, pravdepodobne spodnoliasového veku, je popísaná v rámci valchovských zlepenic (tab. XXIII, obr. 4).

60 Sivé, hnedé i ružovkasté kalové vápence s rohovcami (oberalmské vápence) s polohami alodapických (barmsteinských) vápencov (malm-?spodná krieda)

Zistené boli iba na severných svahoch Tlstej hory, nad areálom JRD Prašník. Tu, v lese pod bralkami svetlých vápencov sa nachádzajú bohaté úlomky sivých, hnedých i ružovkastých kalových doskovitých vápencov, často s rohovcami. Predpokladáme, že reprezentujú spodnejší malm (?oxford-kimeridž), kde ide o afanitické vápence až biomikrity (tab. XX, obr. 1). U rohovcových vápencov ide zasa o rádioláριοvo-spongiové biomikrity (tab.

XX, obr. 2). Z tejto vzorky (JP-280/B) A. Ondrejčíková vyextrahovala spoločnosť rádiolárií, ktoré však podľa predbežného vyhodnotenia svedčia o vrchnomalmsko-spodnokriedovom veku vzorky (Podobursa triacantha (FISCHLI), Acanthocircus breviatuleatus DONOFRIO-MOSTLER, Tritrabs ?ewingi PESSAGNO a i.).

V záreze lesnej cesty k vodojemu, na sv. úpätí Tlstej hory sa nachádzajú mnohé balvany organodetrítických rohovcových vápencov s priereznými schránkami lamelibranchiátov, textularidných foraminifer, peletov a onkoidov (tab. XX, obr. 3). Dokázalo sa, že ide o alodapické vložky v kalových rohovcových vápencoch, podobne ako aj v Čachtických Karpatoch (M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1982, J. HANÁČEK v ďalšom texte).

Alodapické vložky signalizujú blízkosť, resp. nástup plytkovodného sedimentačného prostredia. Svedčí o tom i výskyt svetlých, hrubolavicovitých a masívnych plytkovodných vápencov v nadloží (pozri ďalej).

V malmе boli sedimentačné podmienky vyrovnané na rozsiahlych areáloch tetýdnej geosynklinály. Pre pochopenie sedimentačných podmienok, ktoré panovali v priestore sedimentácie fácie Tlstej hory v malmе, môžeme zrejme bez ťažkostí použiť faciálnu schému H. FLÜGELA – A. FENNINGERA 1966 (in A. TOLLMANN 1976, s. 340, obr. 197).

Po detailnejšom štúdiu a porovnávaní so severnými vápencovými Alpami bude nepochybne možné použiť i zhodné názvy litostratigrafických jednotiek (oberalmské vrstvy = kalové rohovcové vápence, barmsteinské vápence = alodapické vápence, tressensteinské vápence = rifový detrit zo svahu rifu, plassenské vápence = svetlé masívne rifové vápence). K tomu je však nutné vyriešiť vekové vzťahy, a hlavne pozíciu svetlých masívnych vápencov (pozri ďalej).

59 Svetlé hrubolavicovité i masívne (?plassenské) vápence (vyšší malm)

Z celých Brezovských Karpát boli zistené iba južne od obce Prašník, na úbočiach a sz. chrbte nepomenovanej pretiahnutej výšiny (k. 303), ktorá na severovýchode prilieha k Tlstej hore (k. 426) Vápence tu vystupujú v mnohých bralnatých odkryvoch, v lese nad areálom JRD Prašník. V ich podloží sa zrejme nachádzajú už popísané kalové rohovcové vápence, vo vyšších častiach aj s alodapickými vložkami, ktoré vystupujú zasa v bohatých úlomkoch pod bralkami svetlých vápencov. Svetlé vápence zasahujú i na sz. úpätie samotnej Tlstej hory, kde sa vo výške 270 m n.m. vo výraznom chrbte nachádza bralko krémových, nezreteľne vrstevnatých vápencov.

Vápence sú svetlé, krémové, organodetrítické a ich zloženie alochémov (foraminifery, riasy, úlomky lamelibranchiátov, onkoidy, ooidy a i.) svedčí o vzniku v plytkomorskom prostredí (tab. XX, obr. 4, tab. XXI, obr. 1-4).

Nálezy *Clypeina jurassica* FAVRE (tab. XXI, obr. 2), *Pseudocyclamina aff. lituus* (YOKOHAMA), *Alveosepta aff. powersi* (REDMOND), *A. aff. jaccardi* (SCHRODT) (určil J. Salaj, tab. XXI, obr. 1, 3) svedčia o kimeridžsko-titónskom veku vápencov. Uvádza ich napr. L. HOTTINGER (1967) z marockej vrchnej jury. Okrem týchto stratigrafických významných fosílií boli nájdené aj *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAIN).

Vápence možno azda najlepšie porovnať s Plassenkalkom tirolika, juvavika i bajuvarika zo strednej a východnej časti Severných vápencových Álp (porov. A. TOLLMANN 1976, s. 363-370). Tie ale dosahujú mnohonásobne väčšie hrúbky ako na Tlstej hore.

Jednoznačnú interpretáciu svetlých vápencov na Tlstej hore ako plassen-

ských vápencov však sťažuje zistenie vrchnomalmsko-spodnokriedového veku rohovcových vápencov pomocou rádiolárií (pozri v predchádzajúcom texte). Potom by bolo možné pripustiť aj tú interpretáciu, že základným malmsko-spodnokriedovým sedimentom Tlstej hory, ktorý sa ukladal na prirífovom úpätí, sú kalové a rohovcové oberalmské vápence. Všetky svetlé organodetritické vápence, vrátane dnešnej najhrubšej 40–60 m polohy majú alodapický pôvod. V tomto prípade by pri svetlých vápencoch nešlo o plassenské, ale o barmsteinské vápence.

Proti jednoznačnému označeniu svetlých masívnych vápencov ako plassenských hovorí i skutočnosť, že tu dosiaľ neboli zistené typicky rifové prvky, charakteristické pre plassenské vápence (koraly, hydrozoy, porov. A. TOLLMAN 1976, s. 364), ale vzhľadom na malé množstvo dosiaľ skúmaných vzoriek túto možnosť nemožno vylúčiť.

Hydrozoy a koraly našla však A. KULLMANOVÁ (v tlači) vo valúňoch vápencov z valchovských zlepcov. Zatiaľ však nemožno s určitosťou povedať, či valúny pochádzajú z tej istej jednotky, ku ktorej patria vápence Tlstej hory (nedzovský príkrov), alebo môžu pochádzať aj z ešte vyššieho tektonického elementu.

58 Pleťovoruzové a sivé tenkodoskovité až bridličnaté kalové vápence a sliene (vrchný titón–?valangin).

O drobnom výskyte sivých slienitých vápencov a slieňov (titón–neokóm) v sv. cípe Tlstej hory nad JRD Prašník sa zmieňuje M. PERŽEL (1964, s. 29; 1966, s. 96). Z tenkodoskovitých slienitých vápencov s nerovnými plochami odlučnosti uvádza nálezy *Calpionella alpina* LORENZ a *C. elliptica* CADISCH.

SENÓNSKE LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY

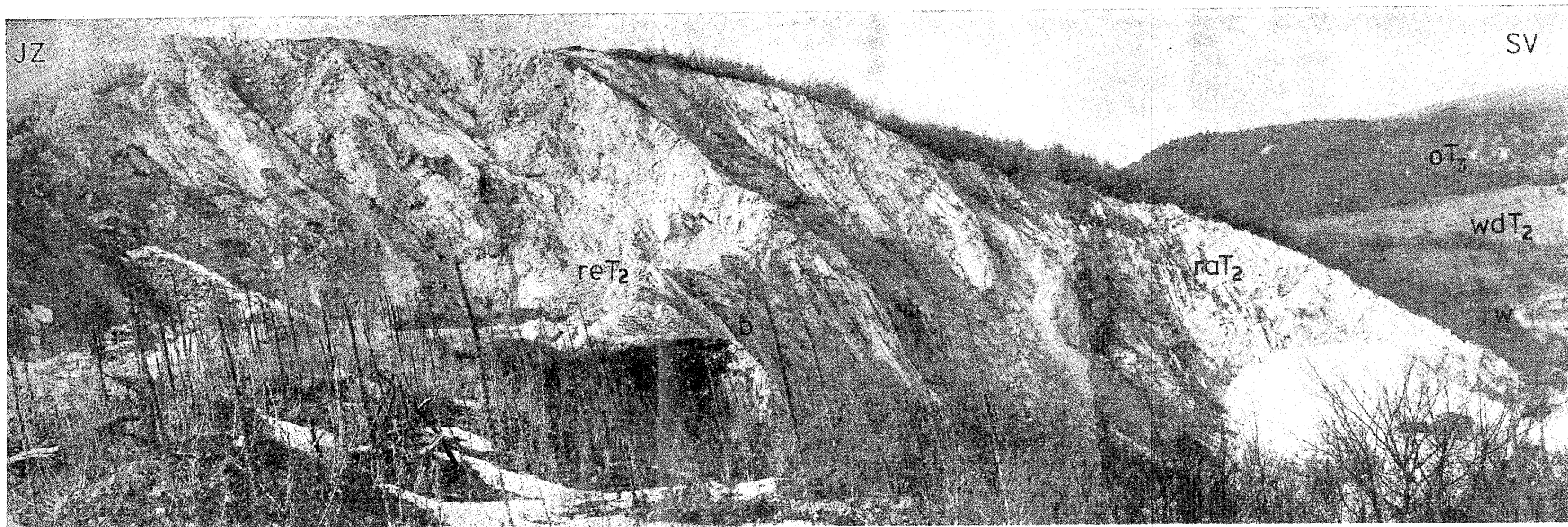
Brezovská skupina

Vývoj Bradla (južný)

46 Sladkovodné („schizofytové“) vápence (?turón–spodný koňak)

V Brezovských Karpatoch sú známe ich dva výskyty (porov. M. PERŽEL 1964, s. 22). Severne od Kačína, na kóte 439 tvoria pomerne rozsiahle skalné odkryvy, ktoré z hrebeňa pokračujú na obe strany v morfológicky výrazných chrbtoch. Podobný výskyt vápencov sa objavuje južne od horárne Černík. Vo zvernici tvoria rozsiahle skalné bralá a v oboch prípadoch ide o hrubolavicovité až masívne krémové, hnedé až čokoládovohnedé vápence s hojnými zvyškami organizmov, predovšetkým rôznych druhov rias (tab. XXII, obr. 1–4). Prevažujú riasové biomikrity, časté sú aj stromatolity a v silne agitovanom prostredí vznikali zrejme onkolitové vápence, ako popisuje napr. J. HANÁČEK (1956) z Čachtických Karpát (vtedy Nedzovské pohorie). Vápence sa doteraz zaradovali buď do triasu (J. HANÁČEK l.s.), alebo sa otázka ich veku nechávala otvorená (M. PERŽEL 1964).

Podľa geologickej pozície však možno tieto vápence zaradiť najpravde-



Obr. 11 Panoráma lomu U Fajnorov (vých. a jv. svahy kúty 361 m) z úrovne 2. etáže (spodná etáž vpravo, 3. etáž vľavo hore za hranou, prístup z druhej strany). V lome sú odkryté reiflinské vápence (reT₂), v nižších častiach s polohami bridlíc (b), vo vyšších častiach prechádzajú do ramninských vápencov (raT₂). Za hranou lomu vystupujú wettersteinské rifové

vápence, odkryté v lome v údolí i v záreze hradskej (w). Lúky v pozadí sú na wettersteinských dolomitoch (wdT₂). Skalná kulisa v pozadí je tvorená oponickými vápencami (oT₃). Karnské vápence boli zistené i vľavo hore na 3. etáži. Ide tu o asymetrickú antiklinálu s osou ponárajúcou sa k SV. Lom je založený vo vztýčenom jv. krídle vrásky, ktoré je pravdepodobne prešmyknuté na vrchnokriedové sedimenty. Foto: J. Mello.

podobnejšie do strednej kriedy, prípadne do bázy vrchnej kriedy (?turón-spodný koňak).

Nejde tu zrejme o ojedinelý stav. Z vnútornejších oblastí Západných Karpát, a to jednak z primárnych východov (Betlanovce, Dobšinská ľadová jaskyňa), ako i z obliakov z vrchnokriedových a egerských zlepcov (Dobšinská ľadová jaskyňa, Chvalová) popísal nedávno bohaté nálezy kriedových sladkovodných vápencov J. BYSTRICKÝ (1978) a M. MIŠÍK—M. SÝKORA (1980). Ostatné vápence od Spišského Štiavnika boli známe M. PERŽELOVI (l.c.) — M. MAHEĽOVI (1964) a vyznačujú sa veľmi pestrými štruktúrami.

Z Brezovských, ani z Čachtických Karpát nebol zatiaľ z nich spracovaný rozsiahlejší materiál a azda možno i preto nebola zistená prítomnosť svahových okrajových brekcií.

Vápence boli zistené aj vo valúnovom materiáli valchovských zlepcov (K. BORZA 1962, s. 243).

Do bázy vrchnej kriedy ich zaradil i M. MAHEĽ (1969, s. 100).

45 Valchovské zlepence (koňak)

Okrem typovej lokality valchovských zlepcov (O. SAMUEL — J. SALAJ — A. BEGAN 1980, s. 84, K. BORZA 1962), ktorá sa nachádza v sz. cípe Brezovských Karpát, boli zistené pri terajšom geologickom mapovaní, resp. pri reambulačných pochôdkach i ďalšie výskyty. Ide predovšetkým o doteraz rôzne zaradovaný komplex pestrých zlepcov od Pavlíkovho a Holdošovského mlyna (pestré karditové vápence v generálnej mape, rét — M. PERŽEL 1964). A. KULLMANOVÁ a M. KOCHANOVÁ (1975, s. 39) po prehodnotení fauny vyzbieranej L. LÓCZYM (1915), ale hlavne po náleze bloku adnetských vápencov s plienbašským spoločenstvom fauny (A. KULLMANOVÁ — M. KOCHANOVÁ 1974, A. KULLMANOVÁ — M. KOCHANOVÁ 1976) konštatovali: „Brekcie sú mladšie, ako je lias. Piesčitý tmel v brekciách je ružovo sfarbený, preto citácia sa zdá najlogickejšia, že brekcie sú vrchnokriedové. Avšak nevylučujeme ani mladší vek — terciérny“.

Nové mapovanie (J. MELLO) bez pochybností dokázalo spojitosť zlepcov od Holdošovského a Pavlíkovho mlyna so zlepcami od Valchovského mlyna a z oblasti jz. od Brezovej pod Bradlom.

Zlepence (miestami i brekcie), najmä v okolí Holdošovského mlyna v poslednom čase detailne študovala A. KULLMANOVÁ (v tlači). Okrem valúnov triasových hornín a adnetských vápencov zistila veľké množstvo valúnov krinoidových rohovcových vápencov (lias—?doger), malmské vápence v plytkovodnom vývine s klypeinami, s *Cladocoropsis* sp. a s *Protopenneroplis striata* DE CASTRO a piesčité vápence s hedbergelami (spodná krieda). Najpravdepodobnejší vek zlepcov je vrchnokriedový, pre mladší paleogénny vek nie sú žiadne dôkazy.

V tab. XXIII sú zachytené niektoré mikrofacie valchovských zlepcov a na obr. 1 je drobnobrekciovitá štruktúra tmelu (makroskopicky červenkasté pieskovce). Na inom mieste (500 m východne od Pavlíkovho mlyna, d.b. JP-197/A) sa valúny nachádzajú v tmeli, pozostávajúcom z červených piesčitých vápencov). Mikroskopický obraz (tab. XXIII, obr. 2) pripomína však skôr liasový krinoidový vápenec.

Zaujímavou horninou je hnedosivý vápnitý pieskovec, úlomok ktorého bol zistený iba v sutine, 1 km východne od Pavlíkovho mlyna (d.b. JP-204/A), a tak nebolo možné jednoznačne rozhodnúť, či pochádza z tmelu valchovských zlepcov, alebo ide o valún.

Zná, výlučne arenitovej veľkosti pozostávajú hlavne z detritu krinoid-

dových článkov, úlomkov lamelibranchiátov, ostňov ježoviek, voľných (preplavených) foraminifer a úlomkov triasových vápencov viacerých typov (mikrity, pelmikrity, oopelmikrity, biomikrity, biosparity). Podľa foraminifer, ktoré z nich určil J. SALAJ (*Triasina hantkeni* MAJZOV, *Angulodiscus gaschei* KOEHN-ZANINETTI et BRÖNNIMAN, *Angulodiscus* sp., *Textularia* sp.) ide o úlomky vrchnotriasových vápencov. Ojedinele sa však nájdu aj oválne zrnká kremeňa. Tmel je dotkový a najpravdepodobnejšie ide o vápňité pieskovce spodnoliasového veku, aké v Brezovských Karpatoch dosiaľ nepoznáme z primárnych odkryvov (tab. XXIII, obr. 4). Známe sú však z rétu Čachtických Karpát (str. 90).

TEKTONIKA

Názory na štruktúrne členenie Brezovských Karpát sa môžu v detailoch líšiť alebo i úplne rozchádzať. Skôr než pristúpime k ich členeniu bude užitočné, ak si uvedomíme dávno známu skutočnosť, že Brezovské (i Čachtické) Karpaty sú jednými zo styčných území medzi centrálnymi Západnými Karpátami, vrásnenými hlavne počas turóna s Východnými Alpami, ktoré nadobudli svoje hlavné črty stavby v terciéri. Vplyvy viacerých fáz vrásnenia sú v stavbe Brezovských Karpát veľmi výrazné. Táto skutočnosť – trvanie orogénnej aktivity 90 miliónov rokov od strednej kriedy po miocén – do značnej miery sťažuje štruktúrnu klasifikáciu, pretože staršie štruktúry boli často mladšími pochodmi deštruované a v rôznej forme zahrnuté do mladších štruktúr. Staršie i mladšie štruktúry sa veľmi intenzívne prelínajú.

Pri pohľade na predloženú geologickú mapu Brezovských Karpát sa výrazne črtajú nasledovné štruktúrne elementy:

A. Predsenónske štruktúry:

1. chočský príkrov
2. nedzovský príkrov

B. Laramské, prípadne polaramské štruktúry:

1. štruktúra Klenovej
2. štruktúra Plešivej hory
3. dobrovodská a baranecká prešmykovo-zlomová zóna (pozri str. 50).

Tieto štruktúrne elementy, hoci výrazné, nie sú úplne porovnateľné. Líšia sa hlavne formou, vnútornou náplňou, vekom a ďalšími znakmi, ktoré budú uvedené pri podrobnejšej charakteristike.

Predsenónske štruktúry

Chočský príkrov

V predloženej geologickej mape boli nesprávne zaradené k nedzovskému, neskôr lunzskému (J. SALAJ – A. BEGAN 1983) príkrovu aj výskyty gutensteinských (annaberských) vápencov, reinflinských vápencov a lunzských vrstiev južne od Hradišťa p. Vrátnom. Tieto výskyty treba považovať za súčasť chočského príkrovu, ktoré sa vynárajú v podobe polokna spod nedzovského

príkrovu. Termín „polokno“ nie je celkom výstižný, ide skôr o hrast' ohra-
ničenú zo všetkých strán zlomami. Násunovú plochu priamo pozorovať nemožno,
azda s výnimkou malého lomu na južnom okraji Hradišťa p. Vrátnom, kde do-
lomity nedzovského príkrovu ležia na gutensteinských vápencoch chočského
príkrovu.

Nedzovský príkrov

Termín nedzovský príkrov používame v zmysle definície D. ANDRUSOVA
(1936). Litostratigrafická paralelizácia, ktorú vykonal L. LÓCZY (1915)
a D. ANDRUSOV (1936, s. 19–20) sa totiž novšími výskumami plne potvrdila,
a tak nemáme dôvod meniť záver, ku ktorému došiel D. ANDRUSOV (l.c., s. 21):
„Nedzovská tektonická jednotka mohla by býti jednotkou vyšší než príkrov
vetrnický (strážovský); spolu s krou Jablonického pohorí tvorila by vyšší,
nedzovský tektonický príkrov: príslušnosť všetkých týchto vyšších tek-
tonických ker k jednému príkrovu není ovšem také vyloučena.“

Že ide o tektonický element vyšší než chočský, vyplýva nielen z geo-
metrickej pozície nad chočským príkrovom (polokno južne od Hradišťa p.
Vrátnom), ale i z faciálneho vývoja triasu (jablonická skupina), a najmä
jury (fácia Ilstej hory). Plytkovodné malmské sedimenty sú totiž známe
iba z gemerika (silický príkrov), prípadne z hypotetickej pienidnej kor-
diliery (M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1981), ktorej jedna časť valúnového materiá-
lu (o.i. plytkovodné vápence malmu) bude zrejme predsa len pochádzať z naj-
vyšších príkrovov. Aj v Alpách plytkovodné malmské sedimenty sú hlavne sú-
časťou najvyšších príkrovov oberostalpinu (tirolika, juvavika), ale známe
sú i z bajuvarika; A. TOLLMANN 1976, s. 365).

Prvý pohľad na geologickú mapu zvädza rozdeliť nedzovský príkrov na
dve časti – štruktúru (príp. čiastkový príkrov) Klenovej a štruktúru
(čiastkový príkrov) Plešivej hory. Ak však chceme byť dôslední, takéto
členenie neobstojí. Pokiaľ nedzovský príkrov podľa klasickej interpretácie
je turónsky a predsenónsky, uvedené štruktúry sú laramské, prípadne pola-
ramské, podobne ako aj dobrovodská juhovergentná prešmykovo-zlomová zóna,
dokázaná a vymapovaná v spolupráci s J. Salajom. Ich súčasťou sú totiž aj
vrchnokriedové sedimenty. Triasové a jurské sedimenty (nedzovského prí-
krovu) boli iba zahrnuté do mladšej štruktúry.

Vo faciálnej náplni oboch štruktúr sú isté rozdiely. Faciálne, ale
hlavne štruktúrne výskumy však ešte nie sú natoľko detailné, aby sme mohli
povedať, aký rozsah má zblíženie oboch štruktúr.

Laramské až polaramské štruktúry

Štruktúra Klenovej

Má tvar asymetrickej brachyantiklinály, mierne pretiahnutej v smere
jz.–sv., s dobre vyvinutým sz. ramenom (tab. I, obr. 1), a silno redukova-
ným (miestami uťatým) jv. ramenom. Brachyantiklinála sa uzatvára zreteľne
sv. od samoty U Fajnorov a na jz. končí s. od Dobrej Vody. V centre bra-
chyantiklinály, sv. od Dobrej Vody sa vynárajú najstaršie vrstvy – anna-
berské vápence. Na juhu prechádza do veľmi komplikovanej juhovergentnej

dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóny. Brachyantiklinála je navyše deformovaná a rozbitá mladšími prešmykmi (holdošovský, dobrovodský, jablonický) a zlomami prevažne sz.-jv. smeru.

Má kompletne zachovaný vrstevný sled jablonickej skupiny (v hĺbke predpokladáme i výskyt verfénskeho súvrstvia, pozri geol. rez). Prítomnosť jurských vrstiev nebola spoľahlivo dokázaná a všetok materiál (bohatý v sutine) pravdepodobne pochádza z valchovských zlepcov, čo však svedčí o tom, že tu jurské vrstvy v nedzovskom príkrove boli prítomné.

V strednej časti je štruktúra kompaktná – ide zrejme len o málo deformovanú časť pôvodného nedzovského príkrovu.

V okrajových častiach (južne od Brezovej p. Bradlom, okolie jablonického lomu, U Fajnorov) sú výrazné štruktúrne deformácie mladšie, nekonformné so staršími.

Štruktúra Plešivej hory

Podobne ako štruktúra Klenovej aj táto vystupuje na povrch v tzv. dechtickej kryhe (M. PERŽEL 1964) medzi Naháčom a Prašníkom (dĺžka 16 km, šírka max. 5 km). Smerom na západ má zrejme pokračovanie v oblasti Bukovej, smerom na sever nadväzuje na nedzovský príkrov v Čachtických Karpatoch.

Na posúdenie vzťahu k štruktúre Klenovej máme málo podkladov. Je evidentné, že výrazné oddelenie oboch štruktúr v súčasnosti je najmä laramské a mladšie (laramské prešmyky, mladšie zóny v dobrovodskej prešmykovo-zlomovej zóne). Niektoré faciálne rozdiely by však mohli poukazovať na to, že obe štruktúry boli individualizované už po strednokriedových pochodoch (čiastkové príkrovy nedzovského príkrovu).

Hmotnú náplň štruktúry Plešivej hory tvoria horniny jablonickej (trias) a hrušovskej (jura) skupiny. Ak ju považujeme za laramskú štruktúru, potom k vyššie uvedeným musíme pridať aj horniny brezovskej skupiny (vrchná krieda).

Výrazná sústava zlomov sz.-jv. smeru rozdeľuje štruktúru Plešivej hory na niekoľko drobných krýh (od JZ na SV):

- a) Plešivej hory (vyzdvihnutá),
- b) lančárska (zaklesnutá),
- c) kamenická (vyzdvihnutá),
- d) Tlstej hory (zaklesnutá).

Dobrovodská prešmykovo-zlomová zóna

Zóna zlomov a prešmykov je dobre sledovateľná od Jablonice cez Dobrú Vodu až k Prašníku v dĺžke 20 km a v šírke 1–1,5 km. Zreteľne sa rysuje i z kozmických snímok, najmä úsek Prašník – Dobrá Voda, kde má smer sv.–jz. (k jej zvýrazneniu tu prispieva zrejme mladý zlom, ktorý má pokračovanie do oblasti Bukovej). V úseku Dobrá Voda – Jablonica má zóna smer v.–z. Geologická stavba v zóne je veľmi zložitá a chaotická.

V západnej okrajovej časti medzi jablonickým lomom a Miškozlovým je stavba obzvlášť komplikovaná. Spôsobuje to najmä hustá sieť okrajových zlomov prevažne jv.–sz. smeru. I napriek tomu sa tu však rysuje výrazná priečna antiklinála, pozorovateľná jasne v jablonických lomoch a v ich blízkom okolí. V jej jadre sú annaberské vápence a dolomity, odkryté v oboch východnejších lomoch. V novom jablonickom lome je odkryté západné

krídlo – reiflinské a raminské vápence, ktoré vo veľkom oblúku pokračujú ponad annaberské vápence k Miškozlovému. Klenbu antiklinály tvoria wettersteinské vápence a dolomity.

V úseku Miškozlové – Vítek má zóna charakter deformovanej synklinály (porov. v mape geol. rez 1-1), vyznačený wettersteinskými dolomitmi v jadre, wettersteinskými vápencami na krídlach a reiflinskými vápencami v osovej časti.

Južne od Klenovej je zóna najviac stlačená, má tu prešmykovo-šupinový charakter s vergenciou šupín smerom na juhovýchod.

Vo východnej časti (U Fajnorov, Prašník) spôsob deformácie hornín zóny svedčí o výraznom spätnom nasúvaní (od severozápadu na juhovýchod) klenovskej štruktúry na štruktúru Plešivej hory.

HYDROGEOLOGIA BREZOVSKÝCH KARPÁT

Mezozoické horniny tohto pohoria patria k nedzovskému príkrovu, ktorý je tu budovaný súvrstviami od spodného triasu (skýt) až po súvrstvia kriedy.

Z hľadiska zvodnenia je možné v nedzovskom príkrove vymedziť niekoľko skupín súvrství s rozdielnym hydrogeologickým charakterom. Najspodnejšie súvrstvie verfénskych vrstiev, ktoré je tvorené piesčitými bridlicami a pieskovecami; vytvára nepriepustný izolátor pre podzemné vody. Vystupujúce v ich nadloží annaberské (gutensteinské), steinalmské, reiflinské, raminské a wettersteinské vápence majú obdobný hydrogeologický charakter, s predpokladom cirkulácie puklinových a puklinovo-krasových vôd s prevažne sústredenou cirkuláciou v riedkej sieti otvorených puklín. Nadložné wettersteinské dolomity sú v dôsledku silného tektonického rozdrvenia dobre zvodnené s puklinovou a puklinovo-pórovou priepustnosťou a s odlišným charakterom cirkulácie podzemných vôd v porovnaní s cirkuláciou v súvrstviach vápencov. Vyšší člen, tvorený pieskovecami a bridlicami lunzských vrstiev, vytvára nepriepustný element v komplexe zvodnených súvrství. Mladšie súvrstvia, a to oponické vápence, hlavne dolomity a dachsteinské vápence sú zasa dobre zvodnenými súvrstviami, i keď s určitými rozdielnosťami v cirkulácii podzemných vôd vo vápencoch a dolomitoch. Určité lokálne hydrogeologické komplikácie môžu vytvárať medzivrstvičky nepriepustných bridlíc v dolomitoch, ktoré sú najvýznamnejším súvrstvím, budujúcim Brezovské Karpaty.

Mladšie súvrstvia mezozoika (súvrstvia jury a kriedy), tvorené rôznymi typmi vápencov (hlavne krinoidové vápence a kalové vápence, majú prevažne puklinovú priepustnosť. Vzhľadom na menšie hrúbky a rozlohy nemajú podstatnejší význam.

Vyššie uvedené litologické rozdielnosti mezozoických súvrství spolu s tektonikou územia vytvárajú osobitosti hydrogeologických pomerov a režimu podzemných vôd v jednotlivých čiastkových hydrogeologických štruktúrach Brezovských Karpát.

Z hydrogeologického hľadiska je v tomto pohorí vytvorený jednotný hydrogeologický systém, i keď v ňom možno vymedziť tri čiastkové vzájomne súvisiace hydrogeologické štruktúry:

– hydrogeologická štruktúra Klenovej („dobrovodský kras“)

- hydrogeologická štruktúra dobrovodskej depresie,
- hydrogeologická štruktúra Plešivej hory.

Hydrogeologická štruktúra Klenovej

Reprezentuje hydrogeologicky veľmi priaznivú štruktúru. Prevažná časť súvrství budujúca túto časť pohoria je hydrogeologicky z hľadiska priepustnosti priaznivá, ba až veľmi priaznivá, s výnimkou nepriepustných súvrství lunzských vrstiev. Spomínaná hydrogeologická priaznivosť súvrství spolu s priečnou tektonikou umožňuje významnú infiltráciu zrážkových vôd, ich akumuláciu a podzemnú cirkuláciu. Antiklinálna stavba tejto časti pohoria vytvára podmienky pre odvodňovanie podzemných puklinovo-krasových vôd jednak pri sz. a jednak pri jv. okraji. Tektonické obmedzenie antiklinály od dobrovodskej depresie, kde pozdĺž zlomov poklesli v kotline mezozoické súvrstvia zvodnené v svojej spodnej časti a neogénne, hydrogeologicky málo alebo až nepriaznivé súvrstvia, podmienilo vytvorenie čiastočnej bariéry krasovým vodám, ktoré sa odvodňujú jv. smerom. Časť týchto vôd vystupuje v dôsledku bariéry na povrch (pramene v Dobrej Vode a v Chtelnici) a u ďalšej časti podzemných vôd je predpoklad ich prestupu v súvrstviach mezozoika pod dobrovodskou kotlinou a k ich výstupu v mezozoiku jz. časti, t.j. v hydrogeologickej štruktúre Plešivej hory.

Ak hodnotíme hydrogeologickú štruktúru v Klenovej, z bilančného hľadiska vychádza, že zaberá infiltračnú rozlohu asi 80 km², z toho rozloha vlastných karbonátov mezozoika je 62 km² a zvyšok sú hydrogeologicky spolupôsobiace zlepenice. Štruktúra je odvodňovaná prameňmi pri sz. a pri jv. okraji. Z krasových prameňov s väčšou výdatnosťou, odvodňujúcich tento karbonátový komplex pri sz. okraji ide o prameň „Hodoňova studňa“, jv. od obce Jablonica (28,2–42,2 l.s⁻¹), prameň „Rasník“ v. od železničnej stanice Osuské (18,5–28,4 l.s⁻¹), prameň „Tri mlynky“ na sv. okraji obce Hradište pod Vrátnom (3,9–13,2 l.s⁻¹), prameň „Lopušná dolina“ asi 1 km južne od Dolných Košarísk (asi 6 l.s⁻¹), prameň „Fajnory“ pri osade Fajnaráci (17,0–19,5 l.s⁻¹), prameň pri osade Mosnáci (asi 4–5 l.s⁻¹) a prameň pri osade Bajčaráci (asi 8 l.s⁻¹).

Pri jv. okraji túto čiastkovú hydrogeologickú štruktúru odvodňujú prameň „Hlavina“ v obci Dobrá Voda (46,4–126,0 l.s⁻¹), prameň „Pod Mariášom“, jz. od Dobrej Vody (0,0–40,8 l.s⁻¹) a prameň „Víteek“ v dolnej časti Chtelnickej doliny (13–39,0 l.s⁻¹).

Orientačná hydrogeologická bilancia tejto čiastkovej hydrogeologickej štruktúry zaznamenala veľmi nízky špecifický odtok podzemných vôd na svoju infiltračnú rozlohu (asi 3,8–4,9 l.s⁻¹.km²). Porovnaním so susednými hydrogeologickými štruktúrami Malých Karpát budovanými karbonátmi, v ktorých špecifický odtok podzemných vôd predstavuje zhruba dvojnásobok, možno tu uvažovať s deficitom až niekoľko 100 l.s⁻¹ (asi 300 l.s⁻¹).

Hydrogeologická štruktúra dobrovodskej depresie

Dobrovodská depresia je ohraničená zlomami a vyplnená neogénnymi sedimentmi, tvorenými bazálnymi zlepenkami a pieskovecami (egenburg), v podloží ktorých leží prevažne pieskovcovo-zlepenkové súvrstvie kriedy (turón? –koňak) tvoriace málo priepustný až nepriepustný strop zvodneným triasovým karbonátom. Hrúbka neogénu nebola preverená vrtnými prácami. Možno

však predpokladať maximálnu hrúbku až do 1 000 m. Tento vrstevný komplex neogénu spolu s vrstevným komplexom kriedy tvorí podľa doterajších predpokladov nepriepustný, prípadne málo priepustný strop puklinovo-krasovým vodám, prestupujúcim z čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Klenovej do čiastkovej hydrogeologickej štruktúry Plešivej hory.

Hydrogeologická štruktúra Plešivej hory

Vytvára antiklinálu tektonicky oddelenú jednak od dobrovodskej depresie a jednak od dolnovážskej kotliny. Okrajový zlom, pozdĺž ktorého poklesli neogénne sedimenty dolnovážskej kotliny do značných hĺbok, má smer JZ-SV a prebieha obcami Dechtice, Chtelnica, Dolný Lopašov a Kočín. Kolmo na tieto zlomy prebieha rad priečných zlomov (M. PÉRŽEL 1964) smeru SZ-JV až S-J. Vlastný karbonátový komplex je budovaný vápencami, a hlavne dolomitmi triasu a iba druhorado mladšími mezozoickými súvrstviami. Podstatnú časť povrchovej rozlohy zaberajú dolomity, s výnimkou jz. časti, tvorenej prevažne triasovými vápencami. Hydrogeologicky tieto mezozoické súvrstvia tvoria jednotný zvodnený komplex. Tektonické jv. ohraničenie mezozoických súvrství tejto antiklinály, pozdĺž ktorého poklesli neogénne sedimenty v priľahlej časti dolnovážskej doliny, zabraňuje krasovým vodám v ďalšej cirkulácii jv. smerom, vzdúva spomínané vody a ovplyvňuje ich odvodňovanie v pretiekavých (bariérových) prameňoch na okrajovom zlome. Hlavné odvodňovanie krasových vôd je pri obci Dechtice, kde vystupuje na povrch v plošnom vývere a v prestupoch do potoka Blavy asi 600 l.s^{-1} podzemných krasových vôd (H. TAKÁČOVÁ 1980). Oblasť výstupu krasových vôd na území tejto lokality bola detailne preskúmaná pracovníkmi Vodných zdrojov Bratislava. V oblasti bolo realizovaných 9 hydrogeologických vrtov do hĺbok 32 m až 108 m. Dlhodobou čerpacou skúškou (114 dní) bol dokumentovaný v suchom období odber 294 l.s^{-1} , pri ktorom okrem tohto čerpaného množstva bol v mieste styku mezozoických karbonátov s neogénnymi sedimentmi zistený ešte výstup minimálne 300 l.s^{-1} podzemných krasových vôd. Okrem tohto hlavného výstupu podzemných krasových vôd z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry na okraji štruktúry vystupujú ešte ďalšie menšie pramene, a síce v doline Lopašova (asi 5 l.s^{-1}) a v doline Lančára ($4-6 \text{ l.s}^{-1}$).

Z hľadiska hydrogeologickej bilancie táto čiastková hydrogeologická štruktúra karbonátov mezozoika zaberá povrchovú rozlohu asi 36 km^2 . Celkový odtok podzemných vôd z infiltrovaných zrážkových vôd tejto štruktúry analogickým porovnaním s výsledkami z uzavretej hydrogeologickej štruktúry krížňanského príkrovu v pezinských Karpatoch by mohol byť maximálne $250-300 \text{ l.s}^{-1}$. Podľa dokumentovaných výsledkov, celkový odtok podzemných krasových vôd z tejto hydrogeologickej štruktúry je asi 600 l.s^{-1} . Dokazuje to skutočnosť, že spomínaný prebytok (asi 300 l.s^{-1}) je úmerný deficitu podzemného odtoku, ktorý bol dokumentovaný v hydrogeologickej štruktúre Klenovej a potvrdzuje predpoklad o dotácii podzemných vôd do tejto hydrogeologickej štruktúry z hydrogeologickej štruktúry Klenovej cez zvodnené triasové karbonáty dobrovodskej depresie. Navyše je možné, že na dopĺňovaní podzemných krasových vôd vystupujúcich v Dechticiach sa určitým, i keď menším podielom (niekoľko desiatok l.s^{-1}) zúčastňujú i podzemné krasové vody prestupujúce v otvorenom okrajovom zlome z hydrogeologickej štruktúry chočského, veternického a havranického príkrovu (rozprestierajúcej sa medzi Rohožníkom, Prievalom a Trstínom); z oblasti Trstína do oblasti Dechtíc (E. KULLMAN 1982).

III. ČACHTICKÉ KARPATY

Úvod

Ako Čachtické Karpaty sa označujú v zmysle regionálneho geomorfologického členenia E. MAZÚRA a M. LUKNIŠA z r. 1980 najsevernejšie výbežky Malých Karpát medzi obcami Prašník na juhu a Bzincami pod Javorinou na severe.

Toto pohorie morfológicky netvorí jeden súvislý celok, pretože je káňonom riečky Jablonky v úseku medzi obcami Hrachovište (na západe) a Čachtice (na východe) rozdelené na dve časti. Severná časť (s najvyššou kótou Na salaškách – 587 m) je označovaná ako Nedze, južná časť (s najvyššou kótou Veľký Plešivec – 483 m) sa nazýva Plešivec.

Uvedení autori zaraďujú k Čachtickým Karpatom iba centrálnu horskú časť pohoria na rozdiel od staršieho poňatia termínu, keď sa toto pohorie nazývalo Nedzovským (D. ŠTÚR 1860, L. V. LÓCZY 1915, D. ANDRUSOV 1976, J. HANÁČEK 1954), prípadne Čachtickým pohorím (J. HANÁČEK 1969), keď sa k nemu počítala celá, morfológicky vyvýšená časť severného ukončenia Malých Karpát (J. HROMÁDKA 1943) medzi dolnovážskou nivou a Myjavskou pahorkatinou.

Morfológicky menej výraznú časť vo východnej časti pohoria už začleňujú k Malokarpatskej, prípadne Trnavskej pahorkatine.

Pretože však geologické útvary ktoré sa zúčastňujú na stavbe týchto morfológických celkov, sú v podstate rovnaké a vzájomne sa prelínajú, opíšeme ich ako súčasť Čachtických Karpát.

Tie isté geologické útvary, ktoré sa zúčastňujú na stavbe Čachtických Karpát, pokračujú aj severnejšie od ich morfológického ukončenia (v dĺžke asi 10 km), až po obec Ivanovce. Hoci toto územie patrí v zmysle E. MAZÚRA a M. LUKNIŠA (1978) morfológicky už k inej skupině – a síce k Považskému podoliu, konkrétne k južnej časti Bielokarpatskej pahorkatiny, po geologickej stránke patrí tej istej geologickej jednotke ako útvary Čachtických Karpát. Pre komplexnosť spracovania všetkých útvarov, zahrňujem aj tieto spomínané územia.

Z hydrologického hľadiska je územie dosť chudobné a hoci územím naprieč preteká viacero potokov, predsa všetky pramena mimo tohto územia.

Smerom od severu na juh sú to: Bošáčka, Klanečnica, Kamečnica a Jablonka a všetky tvoria pravobrežné prítoky Váhu.

Pri riešení úlohy sme sa opierali predovšetkým o terénne poznatky, ako aj o výsledky získané z laboratórne spracovaných vzoriek, hlavne makropaleontológie, mikropaleontológie, petrografie a geochemie.

V rámci celkového spracovania tejto geologickej oblasti sa získali jednak nové stratigrafické poznatky (všetky útvary sú paleontologicky doložené), ďalej bol detailne opísaný už skôr známy typ organogénnych detritických vápencov, ktorý sa vyskytuje v tenkých polohách v kalových malm-ských vápencoch v južnej i severnej časti pohoria, čo do značnej miery umožňuje uvažovať o novej tektonickej interpretácii tohto územia.

PREHĽAD DOTERAJŠÍCH VÝSKUMOV

Staršími prácami, ktoré sa dotýkajú tohto územia, sa nebudeme bližšie zaoberať, pretože sa o nich hovorí už vo Vysvetlivkách ku generálnej geologickej mape 1:200 000, list Gottwaldov. V krátkosti spomenieme len autorov významnejších prác, pojednávajúcich o tomto území.

Bol to predovšetkým D. ŠTÜR (1860), neskoršie L.V.LÓCZY (1915) a v tridsiatych rokoch D. ANDRUSOV (1933, 1936). V r. 1951 zmapoval oblasť Čachtického pohoria a príľahlých území v mierke 1:25 000 J. Hanáček a jeho výsledky boli publikované v roku 1954. Avšak viaceré útvary, ktoré tu boli vymedzené, boli stratigraficky zaradené bez paleontologických dôkazov. Preto pre potreby generálnej mapy listu Gottwaldov sa na tomto území, najmä v jeho severnej časti, vykonali doplňujúce paleontologické (M. KOCHANOVÁ 1960) a sedimentárno-petrografické (M. BALKOVIČOVÁ 1960) práce. Podobné práce, najmä v južnej časti pohoria – v skupine Plešivca vykonala v rokoch 1964–1969 A. KULLMANOVÁ, J. PEVNÝ a J. HANÁČEK, keď bola upresnená stratigrafia vrchnotriasových a jurských súvrství. V kalových vápencoch titónu-neokomu boli prvý raz zistené a opísané J. HANÁČKOM (1964) a A. KULLMANOVOU (1964) detritické organogénne vápence.

V roku 1977, v rámci „Vysvetliviek k listu Nové Mesto nad Váhom 1:25 000 bola upresnená stratigrafia viacerých súvrství, najmä v severnej časti pohoria, a to predovšetkým na základe mikrofosílií (J. HANÁČEK a kol. 1977). E. JABLONSKÝ – M. ROHALOVÁ (1977) upresnili stratigrafiu vápencov wettersteinského typu od Hrušového na základe vápnitých hubiek z vrtných prác, ktoré tu vykonal Geologický prieskum, závod Žilina.

V roku 1982 M. Mišík a M. Sýkora mikrofaciálne spracovali kalové vápence titónu-neokomu v južnej časti pohoria a podobne už skôr spomenuté detritické vápence, ktoré zistil J. HANÁČEK (1964) a opísala A. KULLMANOVÁ (1964). Spoločne ich označili ako alodapické barmsteinské vápence.

Na základe mikrofosílií bola upresnená stratigrafia triasových vápencov v južnej časti pohoria (A. BEGAN – J. HANÁČEK – J. MELLO – J. SALAJ 1982) a neskôr aj jurských a spodnokriedových vápencov v severnej časti pohoria (A. KULLMANOVÁ – V. GAŠPARIKOVÁ 1983, L. OZVOLDOVÁ – M. SÝKORA 1984, A. ONDREJIČKOVÁ 1986).

Predložená geologická mapa Čachtických Karpát v mierke 1:50 000 je zostavená na základe máp 1:25 000, autorom ktorých je J. Hanáček. Ako základ mu poslúžili práce vyššie uvedených autorov.

Na geologickej stavbe Čachtických Karpát a príľahlých území sú okrem staršieho terciéru zastúpené horninové komplexy od stredného triasu až po kvartér.

Najviac sú však zastúpené mezozoické horniny, ktoré patria k dvom samostatným sedimentačným cyklom: predsenónskemu cyklu – trias až spodná krieda, ktoré začleňujeme k nedzovskému príkrovu, a k senónskemu cyklu, ktorý reprezentujú sedimenty vrchnej kriedy a patria k brezovskej skupine.

V nedzovskom príkrove sú najrozšírenejšie stredotriasové karbonátové komplexy, ktoré budujú ústrednú a morfológicky najexponovanejšiu časť pohoria, zatiaľ čo jurské a spodnokriedové členy, vystupujúce v jeho najsevernejšej a najjužnejšej časti vytvárajú morfológicky menej výraznú časť hlavného hrebeňa.

Sedimenty mladšieho terciéru a kvartéru (tab. XII, obr. 1, 2), vyvinuté v okrajových častiach pohoria, najmä na jeho východnej strane, tvoria len predhoria hlavného hrebeňa.

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLONKA NEDZOVSKÉHO
PRÍKROVU V ČACHTICKÝCH KARPATOCH

Obr. 14

J. Hanáček, J. Salaj, 1987

KR.	NEOK.	hoteriv		80-100 m	kalové hnedoružovkasté rohovcové vápence s rádioláriami a kalpionelami
		berias			
A R S U L J	L I A S	titón		40 - 300 m	kalové rohovcové biomikritické vápence s polohami alodapických organodetritických barmsteinských rohovcových vápencov s Clypeina jurrasica, Pseudocyclammina lituus, ai.
		kimeridž			
		oxford			
		kelovej			
		bajok-bat			
		?alen			
S	R É T	toark		3cm	limonitizované kondenzované vápence s Mn
		hetanž		75 m	krinoidové rohovcové a piesčité vápence, organodetritické váp. s belemnitami, krinoidové intrabiosparity, biomikrity s ihlicami húb, Involutina liassica a Involutina farinaccioae
A I R T	N Ó R	rét		150 m	dachsteinský, kalový, lumachelový, aleuritický a oolitový vápenec s Rhaetavicula concerta, Gandinella falsofriedli, Triasina oberhauseri a Triasina hantkeni
		sevat			
		alaun		300 m	netypický hlavný (=dachsteinský) dolomit s brekciami a dolomitizovanými miestami lumachelizovanými vápencami s Glomospira inconstans a Agathammina austroalpina
		lac			
K L L	K A R N	tuval		30 - 100 m	oponické vápence s Andrusoporella duplicata, Thaumaporella parvovesiculifera, Clypeina besici, Parafavreina thoranetensis, Pilamminella kuthani
		jul			
		kordevol		400 - 500 m	wettersteinské a raminské vápence s Teutloporella herculea, Andrusoporella duplicata, Pilamminella gemerica a Aulotortus pragsoides
longobard					
fasan					
ANIS		ilýr		20-40 m	reiflinské vápence s Turritella mesotriasica, Nadobacularia vujisici a Ophthalmidium tricki
		pelson		50 - 100 m	scheyeralské a steinalmské vápence s Pilammina densa
					? steinalmské vápence s Meandrosira pusilla

PREDSENÓNŠKE LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY

Nedzovský príkrov

Skôr ako sme začali popisovať jednotlivé litostratigrafické členy triasu – spodnej kriedy, stáli sme podobne ako už mnohokrát pred problémom, k akej tektonickej jednotke ich začleniť, či patria k jednej alebo dvom tektonickým jednotkám.

Skúmané súvrstvia totiž v zmysle D. ANDRUSOVA (1936) začleňovali k nedzovskému príkrovu, ktorý sa na základe faciálnej náplne (a nie tektonickej pozície) považuje za ekvivalent strážovského príkrovu, alebo za ešte vyššiu jednotku. M. MAHEĽ (1961) ich posudzuje ako členy chočského príkrovu, neskôr jednu časť vyčlenil ako bebravskú sériu (chočský príkrov) a inú časť (hlavne triasové vápencové komplexy) zas ako nedzovský príkrov (M. MAHEĽ 1979).

Na základe novšie zistených poznatkov (ktoré v ďalšom texte uvedieme), ak vychádzame zo skúmania hlavne mikrofácií a foraminifer, ktoré vykonal autor J. HANÁČEK v spolupráci s J. SALAJOM, pričleňujeme litostratigrafické členy Čachtických Karpát k jednej tektonickej jednotke, ktorú v zmysle D. ANDRUSOVA (1936) označujeme ako nedzovský príkrov, pravda v inej tektonickej interpretácii, aká bola doteraz.

Preto vychádzajúc z doterajších úvah, môžeme (J. Mello – Brezovské Karpaty) začleňovať súvrstvia nedzovského príkrovu tiež k dvom skupinám. Triasové členy označujeme ako jablonickú skupinu, jurské a spodnokriedové členy priradujeme k hrušovskej skupine.

Jablonická skupina

Schreyeralmské vápence (pelson – spodný ladin)

Za najstarší člen nedzovského príkrovu považujeme vápence, ktoré vystupujú na povrch v severnej časti pohoria a tiahnu sa v nerovnomernej hrušobom a prerušovanom páse naprieč horstvom zo západu na východ, medzi Hrušovým a Bzincami p. Javorinou.

Nejde tu o jednotný typ vápencov, ale o pestré, prevažne ružovkasté, ale i hnedé, svetlosivé, svetlé i masovočervené masívne vápence, ojedinele s hľuzami rohovcov, pripomínajúce schreyeralmské vápence (obr. 10).

Po mikrofaciálnej stránke sú to mikrity, ale aj sparity s prímiesou organického detritu (intrabiopelmikrity, intrabiomikrity, intrabiopelsparity).

Z organizmov boli vo viacerých výbrusoch zistené predovšetkým foraminifery. Najrozšírenejšou je *Turritellecta mesotriasica* KOEHN-ZANINETTI, *Arenovidalina chialingchiangensis* (HO), menej časté sú: *Arenovidalina voluta* HO, *Nodobacularia vujisici* UROŠEVIČ et GAŽDICKI, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Erlandia tintiniformis* (MIŠÍK), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAIN), *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Meandrospira* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, ojedinele i krinoidy.

Naposledy boli v týchto vápencoch, podľa ústneho oznámenia J. Bystrického zistené konodonty, ktoré dokazujú, že ich stratigrafické rozpätie môže siahať až do ladinu.

Reiflinské vápence (?vrchný anis – ladin)

V prerušenom pokračovaní vyššie popísaných vápencov (už na východných svahoch pohoria) vystupujú vo viacerých pretiahnutých šošovkách prevažne

sivé, hnedosivé vrstevnaté vápence, na viacerých miestach s rohovcami, ktoré pripomínajú skôr reiflinské vápence.

Mikrofaciálne ide o intrabiopelmikrity, intrabiopelmikrosparity, ale i intraosparity, s bohatými filamentmi a peletmi. Často sú však prítomné aj zrnká kremeňa.

Z fosílií sú to predovšetkým foraminifery: *Turritelella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Nodobacularia vujisici* UROŠEVIĆ ET GAŹDZICKI, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Nodosaria* sp. a úlomky schránok lamelibranchiátov.

Po preskúmaní uvedených fosílií je možné začleňovať tieto vápence do ilýru – spodného ladinu, avšak v geologickej mape i vo vysvetlivkách sú tožné so schreyeralmskými vápencami.

Dolomity (ladin – kordevol)

V nadloží aniských vápencov vystupuje mohutný vápencovo-dolomitový komplex, v spodnej časti ktorého možno vymedziť samostatné súvrstvie dolomitov.

Možno ho sledovať v páse z.-v. smeru, ktorý sa tiahne naprieč pohorím, severne od kóty Na salaškách a ktorý smerom na východ nadobúda pomerne veľkú hrúbku. V menších kryhách je možné sledovať ho aj na južných svahoch kóty Turecko.

Ide prevažne o svetlé, svetlosivé, ale i žltkasté a ružovkasté masívne, celistvé i cukrovité dolomity, s ostrým, hladkým, alebo nerovným lomom, vystupujúce v menších skalných vyústeniach, prípadne v sutine.

Pod mikroskopom majú charakter dolosparitov, obvykle s hrubomozaikovou štruktúrou.

Kým v bazálnych polohách komplexu je hranica voči aniským vápencom ostrá, smerom do nadložia už pozorujeme prítomnosť bunečnatých vápnitých dolomitov, alebo dolomitických loferitových polôh, ktoré sa v jadrách vrtoz vykonaných na tomto území (GP, Spišská Nová Ves) viacnásobne sa striedajú s vápnitými dolomitmi; v najvrchnejších polohách prechádzajú do wettersteinských vápencov s polohami dolomitov.

Z hľadiska chemického zloženia sú čisté dolomity len na báze súvrstvia dolomitového komplexu. Vo vrchnejších polohách ide prevažne o vápnité dolomity s obsahom MgO 16–17 %.

Pozícia a stratigrafické začlenenie týchto dolomitov nie sú jednoznačné. Doteraz sa považovali (bez paleontologických dôkazov) za vrchnotriassové, prípadne i ladinské, no vždy sa dávali do nadložia wettersteinských (nedzovských) vápencov.

Na základe najnovších poznatkov z tohto územia zastávame názor, že sa dolomity, hlavne v páse medzi Hrušovým a Novým Mestom nad Váhom, nachádzajú najčastejšie v podloží wettersteinských vápencov, do ktorých pozvoľne prechádzajú a tvoria spolu s nimi jeden vápencovo-dolomitový komplex, patriaci do ladinu-kordevolu.

Naše stánovisko sa opiera jednak o zverejnenú geologickú mapu, hlavne však o výsledky vrtných prác, ktoré v oblasti severne od kóty Na salaškách boli realizované GP, Spišská Nová Ves v rokoch 1973–1976 v rámci etapy VP na vápence a dolomity, ako aj o výsledky mapovacieho vrtu ČH-1 Čachtice, situovaného v údolí potoka Jablonky, západne od Čachtíc (J. HANÁČEK 1969).

Na oboch uvedených lokalitách boli popisované dolomity, zistené v podloží wettersteinských vápencov, so vzájomným pozvoľným prelínaním. Hrúbka dolomitov sa pohybovala nad 100 m, bez overenia ich podložia.

Vek dolomitov sme sa snažili určiť na základe fosílií, ktoré boli

zistené v jadrách spomínaných vrtoch, a to najmä vo vrtoch severne od kóty Na salaškách, konkrétne vo vrtoch V-11 a V-2, ktoré boli realizované v dolomitoch a vo vápniťých dolomitoch. E. JABLONSKÝ – M. ROHALOVÁ (1977) v nich zistili a určili nasledovné vápniťé hubky: Colospongia cf. andrusovi JABLONSKÝ vo vrte V-2 v hĺbke 119,8 m a vo vrte V-11, v hĺbke 150,3 m, ďalej Cystothalamia bavarica OTT vo vrte V-11, v hĺbke 125,2 m a Dictyocoeilia manon MUENSTER, tiež vo vrte V-11, v hĺbke 150,3 m.

Uvedené fosílie dokazujú ladinový až kordevolský vek. Nevyklúčujeme však, že k wettersteinským dolomitom môžu v niektorých úsekoch patriť i najspodnejšie horizonty dolomitov, označených na geologickej mape ako hlavné dolomity.

Ide hlavne o oblasť kóty Kačíš, predovšetkým však o náprotivne ležiace severné svahy potoka Jablonky, kde sa vyskytujú hlavne svetlé dolomity, tvoriace úzky pás. Ležia medzi wettersteinskými vápencami a pretiahnutými šošovkami opornických vápencov, medzi ktorými prechádzajú do masy hlavných dolomitov.

Vápence wettersteinského typu (ladin-kordevol)

Vystupujú v Čachtickom pohorí, hlavne severne od Čachtíc, kde budujú jeho najvyššie časti. V skupine Veľkého Plešivca ide o východné svahy k. Kačíš, v skupine Nedzí k. Drapľák, Mestský háj, Rovenec i najvyššia k. pohoria – Na salaškách.

V menšom rozsahu na povrch vystupujú i na východných svahoch kóty Turcko a na Prepadliskách, západne od Mnešíc.

Horniny majú svetlú, svetlosivú, žltkastú, ružovkastú, miestami i sivomodrú farbu, sú prestúpené bielymi alebo čírymi žilkami hrubými až 5 mm.

Sú prevažne masívne, v okrajových častiach zreteľne vrstevnaté, čo možno pozorovať tak na východnej strane pohoria, v kameňolomoch pri Čachticiach, ale aj pri Novom Meste nad Váhom, ako aj v západnej časti, v údolí Jablonky. Vrstvy sú hrubé 20–100 cm.

Vápence sú často a nepravidelne dolomitizované. Predpokladáme, že tu ide o dolomitizáciu diagenetickú i epigenetickú zároveň.

Diagenetická dolomitizácia sa prejavuje v podobe tenkých i hrubších dolomitických lamín, obvykle žltkastého zafarbenia, vo svetlých a svetlosivých vápencoch, prípadne i nepravidelných hniezd väčších rozmerov s obsahom MgO 11–18 %.

Epigenetická dolomitizácia (menej rozšírená) sa prejavuje pozdĺž niektorých puklín, prípadne v podobe nepravidelných, hubovite rozšírených, niekedy zasa ostro ohraničených šmúh žltkastej, ružovkastej až svetlohnedej farby.

Komplex vápencov je tektonicky veľmi porušený a prestúpený puklinami, ktoré majú spravidla vertikálny priebeh, čo umožňuje dokonalý priesak vody a intenzívnu tvorbu krásových útvarov.

Tenké pukliny sú bez výplne. Obvykle sú zatečené jemným povlakom limonitického ílu, prípadne potiahnuté dendritmi.

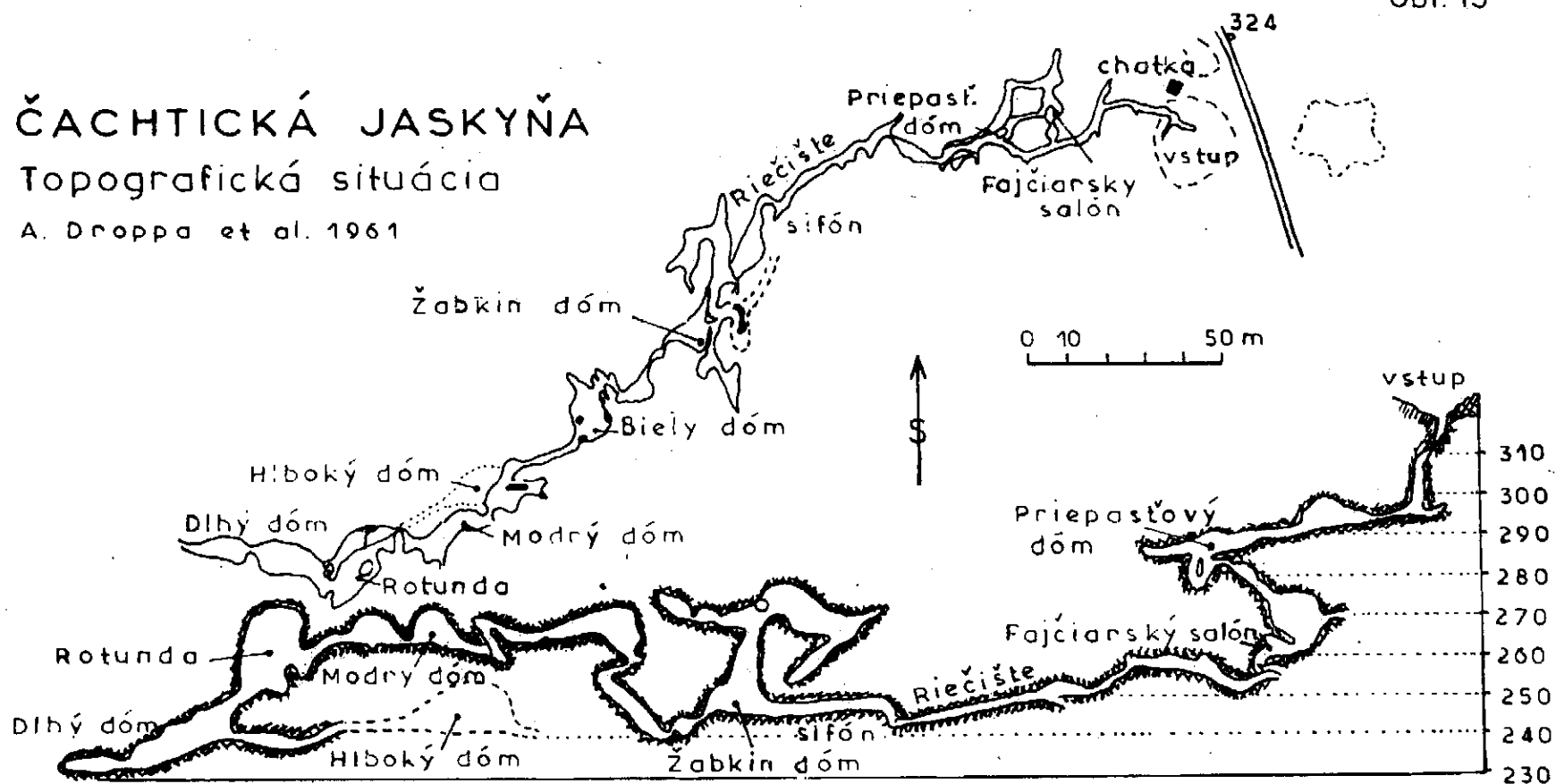
Pozdĺž niektorých puklín sa vytvorili úzke, ale miestami však i niekoľko m široké a viac metrov hlboké kaverny, vyplnené hnedou až hnedohrdzavou piesčitou, ílovitou, plastickou hlinou s úlomkami vápencov a dolomitov, ale i valúnov kremeňa a kremencov (dobré pozorovať v kameňolomoch pri Novom Meste nad Váhom).

Na niektorých miestach sa skrasovatenosť prejavuje i v povrchových častiach v podobe škrapov, ktoré miestami prechádzajú do škrapových polí. Časté sú aj závrty veľkých rozmerov, s ktorými sa stretávame hlavne na východných svahoch Mestského hája, medzi Čachticami a Novým Mestom nad Váhom. V peneplenizovaných oblastiach, severne od Čachtíc stretávame sa s podzem-

ČAČHTICKÁ JASKYŇA

Topografická situácia

A. Droppa et al. 1961



Zamerali: Dr. A. Droppa, E. Kováčik, K. Havran, A. Žerenský,
M. Kováč, M. Fiačan, 1960

nými dutinami a jaskynnými priestormi (obr. 15) značných rozsahov (A. DROP-PA 1961, P. MITTER 1974).

Z faciálneho hľadiska v povrchových častiach vápencov ide prevažne o lagunárno-riasové obmeny, no v spodnejších horizontoch, ako to vyplýva zo štúdia vrtných jadier vápencov od Hrušového, boli potvrdené i výskyty biohermných vápencov.

Mikroskopicky ide prevažne o biosparitické horniny, kde organické zvyšky tvoria prevažne úlomky rias, ktoré sú často rekryštalizované.

Vek vápencov odhadujeme na základe mikrofosílií, ktoré sme v nich zistili vo výbrusovom materiáli. Doteraz sa identifikovali dasykladaceay a foraminifery.

Z dasykladaceí sa zistila totožnosť *Teutloporella herculea* STOPP. PIA, ktorá sa našla na viacerých miestach: západne od k. Skalka, severne od Čachtíc, pri k. 241 pri ceste Nové Mesto nad Váhom – Bzince pod Javorinou (tab. VI, obr. 1, 2), na južných svahoch k. Turecko pri k. 268 na k. Na salaškách. *Teutloporella aequalis* sa vyskytuje na k. Na salaškách a na k. 557.

V najvrchnejších polohách týchto vápencov sme zistili i *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR. Výskyt sa registroval jednak v sutinovom materiáli, pochádzajúcom z výrazne vrstevnatých (lavicovitých) vápencov v údolí Jablonky, asi 750 m severne od Višňového, a potom aj vo viacerých menších šošovkách vápencov, západne od Čachtíc.

Okrem rias sme v nich zistili i foraminifery, či už z vrtného materiálu, alebo aj z povrchových vzoriek. Vo vrte MV-14, na západnom svahu kóty Na salaškách J. Salaj určil *Pilaminella gemerica* (SALAJ) a *Earlandinita oberhauseri* (SALAJ), prítomné i v organodetritických vápencoch raminského typu.

Vzhľadom na to, že v niektorých výbrusoch z povrchových vzoriek sme zistili i formy aniské, je potrebné rátať s možnosťou, že časť vápencového komplexu, začleňovaného k wettersteinským vápencom, patrí k steinalmským vápencom. Táto skutočnosť je znázornená na obr. 14.

Oponické vápence (karn)

So súvrstviami, ktoré začleňujeme ku karnu, sa v Čachtických Karpatoch stretávame hlavne v západnej časti pohoria, medzi obcou Višňové a Vaďovským vrchom a v menšom rozsahu aj v početných malých šošovkách vo východnej časti pohoria.

V západnej časti vytvárajú oponické vápence výrazný horizont, medzi kótou Kačíš na juhu a Vaďovským vrchom na severe, kde sa tiahnu v prerušovanom páse rôznej hrúbky.

Miestami sú tieto vápence v priamom nadloží wettersteinských vápencov (napr. k. Kačíš), zväčša však sú od wettersteinských vápencov oddelené pásom svetlosivých dolomitov. Pretože doteraz zo spomínaných dolomitov nie sú známe nijaké paleontologické dôkazy ani kartografické ohraničenie voči hlavným dolomitom, do ktorých medzi jednotlivými šošovkami vápencov prechádzajú, označili sme ich indexom vrchnotriasových dolomitov. Nevylučujeme však, ako sme to už vyššie uviedli, že spodnejšie horizonty môžu patriť ešte i k ladinu-kordevolu.

Ide prevažne o sivé, ale i hnedosivé, miestami aj svetlosivé vápence, prestúpené kalcitovými žilkami, obyčajne vrstevnaté (najčastejšie 10 až 30 cm hrubé), miestami s polohami tenkodoskovitých, kalových, sivých vápencov s ostrým lomom.

Mikroskopicky ide podľa J. Salaja o biomikrity, biopelmikrity, intra-

biopelmikrity a pri kalových vápencoch o mikrity s rozptýleným hematitom, alebo o usmernené biomikrity.

Z organizmov sa zachovali hlavne foraminifery, ktoré z výbrusového materiálu určil J. Salaj. Identifikovali sa: *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN et TOLLMAN, *Glomospira* sp., *Valvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium* sp., v svetlých polohách *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN et TOLLMANN, *Pilamminella* cf. *gmerica* (SALAJ), *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI. V svetlejších polohách bola zistená *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTRICKÝ (určil J. Bystrický), (azda ešte pozvoľný prechod z wettersteinských vápencov).

Okrem uvedeného súvislejšieho pásu podobné vápence, ktoré považujeme tiež za vrchnotriasové, vystupujú na povrch v malých i väčších šošovkách aj v spodných horizontoch hlavných dolomitov (najmä v okolí Višňového). Vyskytujú sa však aj na východnej strane pohoria od novomestskej vápenky až západne od Čachtíc.

V západnej časti pohoria sú vápence dobre odkryté v malom opustenom lome západne od Višňového, kde hnedosivé až svetlosivé vápence, striedajúce sa s dolomitmi prechádzajú smerom na východ do hrubolavicovitých, skrasovatených vápencov s kalcitovými žilkami. I tu pozorujeme hlavne v západnejšej časti lomu, polohy kalových vápencov.

Mikroskopicky ide o biomikrity, intrabiopelmikrity a mikrity.

Z fosílií J. Salaj určil *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Endothyranella wirtzi* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Nodosaria* sp. 1, *Nodosaria* sp. 2 a *Fronicularia* sp.

V tenkodoskovitých sivých kalových vápencoch v malom lome, južne od Višňového sa určiteľné fosílie nezistili.

Západne od Čachtíc, na rozhraní egenburských zlepcov a vrchnotriasových dolomitov sú tri malé šošovky sivých a svetlosivých vápencov, s polohami kalových vápencov, v ktorých J. Salaj určil *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN et TOLLMAN a *Angulodiscus* cf. *pokorny* SALAJ, čo by dokazovalo, že tieto vápence môžu mať rôznu stratigrafickú výšku.

Niekoľko malých šošoviek sivých vápencov sme vymedzili uprostred sivých dolomitov, západne od Čachtíc, na jv. úpätí k. 426, severne od cesty Čachtice - Čachtický hrad.

Mikroskopicky ide o biopelmikrity, mikrity a biomikrity. Z identifikovateľných fosílií J. Salaj uvádza *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN et TOLLMANN.

Západne od Čachtíc, uprostred egenburských zlepcov vyčnieva morfológicky šošovka vápencov pri k. 312, skladbu ktorej tvoria masívne, skrasovatené vápence prevažne svetlých typov s *Pilamminella gmerica* (SALAJ) a *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR. V južnej časti šošovky sú hnedosivé vápence s *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER a *Aulotortus oscilens* WEYNSCHENK.

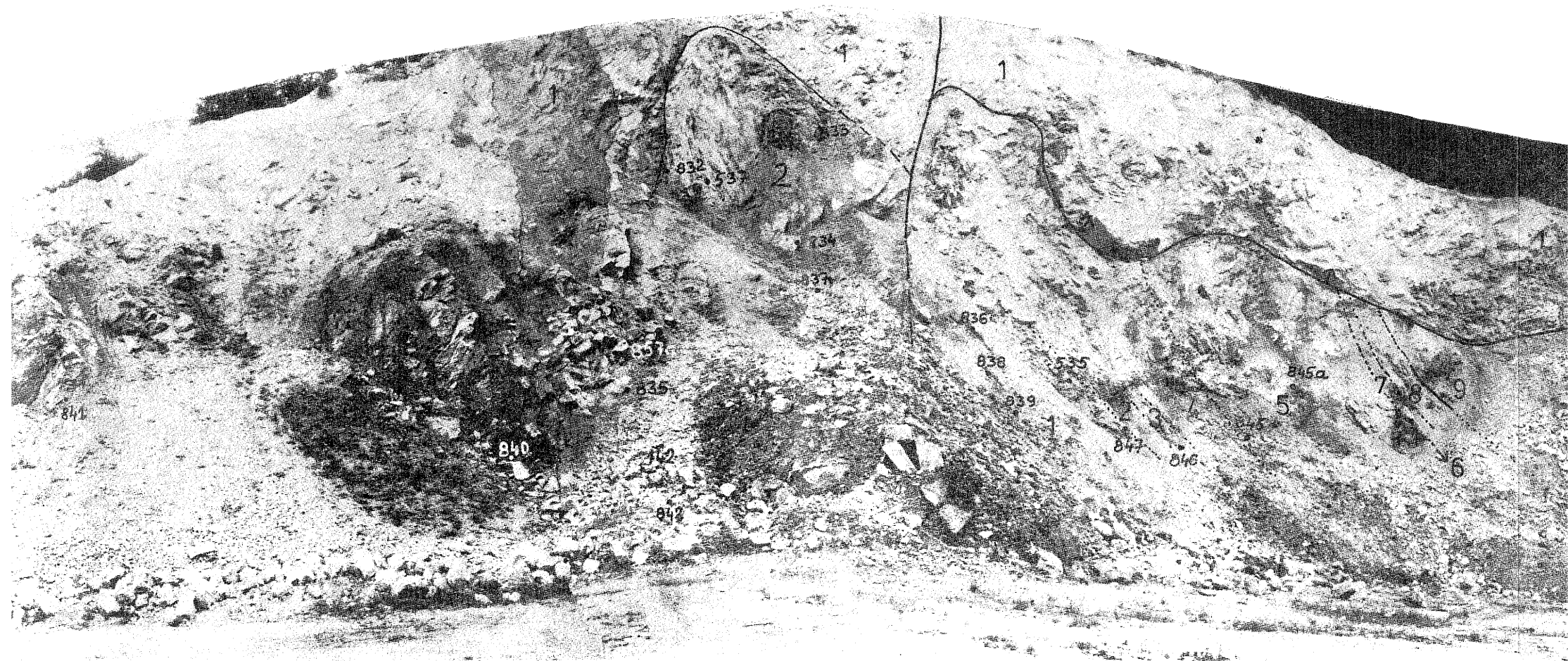
Sivé a svetlosivé vápence v menších šošovkách, ktoré vystupujú na okraji pohoria v sivých dolomitoch, objavujú sa aj v okolí opusteného kameňolomu pri novomestskej vápenke.

Južne od lomu, v druhej šošovke smerom od juhu ide o svetlosivé vápence (mikroskopicky o intrabiopelsparity a intrabiopelmikrity) s nasledovnými mikrofosíliami: *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Earlandia tintinniformis* MIŠÍK, *Agathammina austroalpina* KR.- TOLL. et TOLL., *Thaumatoporella parvo-vesiculifera* (RAIN), *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Earlandia amplimuralis* (PANTIČ), *Pilamminella gmerica* (SALAJ), *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER, a *Diplopora* sp.



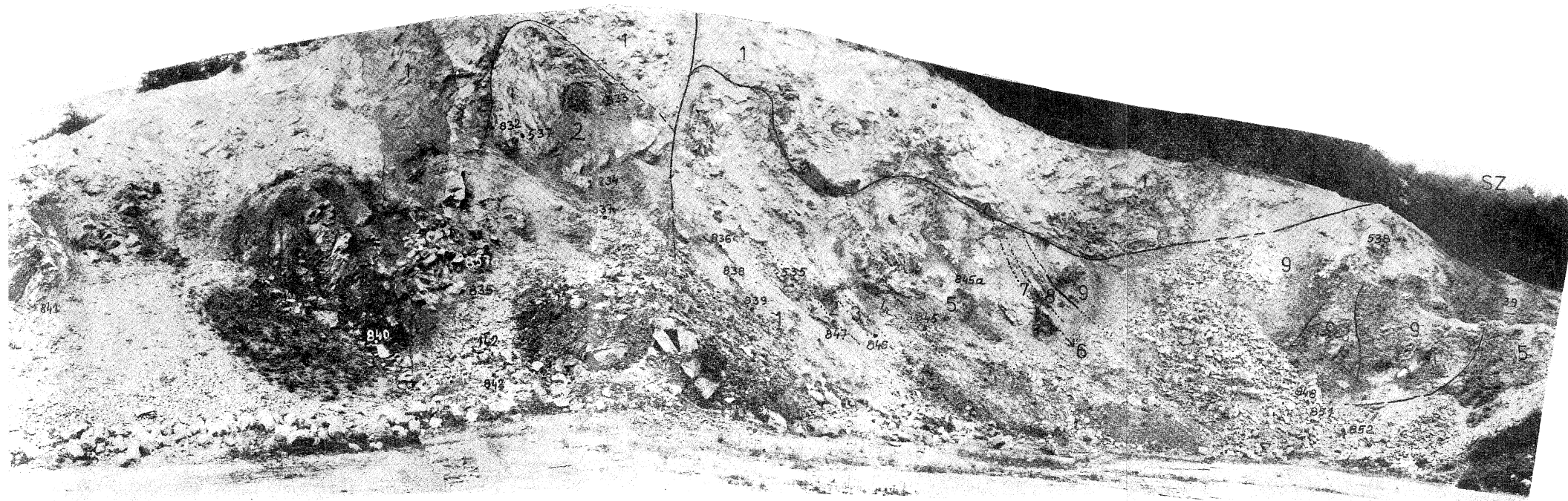
Obr. 12 Kameňolom v Bzinciach pod Javorinou. Na ľavej strane v kameňolome vystupujú dolomity a dachsteinské vápence (1). V ich podloží v antiklinálnej štruktúre vystupujú červené íly a dolomity keuperskej fácie (2). Pravé krídlo tektonicky poklesnuté má nasledovný vrstevný sled: dachsteinské a tmavé lumachelové vápence (1), rohovcové sivé vápence bazálneho liasu (2), organodetrilitické vápence s belemniti – spodný lias (3), rohov-

cové p
skej f
riace



ine v kameňolome vystupujú dolomity a dachsteinské vápence (1). V ich podloží v antiklinálnej fácie (2). Pravé krídlo tektonicky poklesnuté má nasledovný vrstevný sled: dachsteinské bazálneho liasu (2), organodetritické vápence s belemniti – spodný lias (3), rohov-

cové piesčité vápence (4), krinoidové vápence (5), limonitizované kondenzované vápence s skej fácie (7), sivé a béžové rohovcové vápence s dvoma polohami rádiolaritových vápencov riace synklinálnu štruktúru, tektonicky značne porušenú.



ne v kameňolome vystupujú dolomity a dachsteinské vápence (1). V ich podloží v antiklinálnej fácie (2). Prave krídlo tektonicky poklesnuté má nasledovný vrstevný sled: dachsteinského bazálneho liasu (2), organodetrítické vápence s belemniti – spodný lias (3), rohov-

cové piesčité vápence (4), krinoidové vápence (5), limonitizované kondenzované vápence s Mn konkréciami (6), spodné pseudohľuznaté vápence adriatickej fácie (7), sivé a béžové rohovcové vápence s dvoma polohami rádiolaritových vápencov (8) a vrchné pseudohľuznaté vápence kimeridžu (9), tvoriace synklinálnu štruktúru, tektonicky značne porušenú.

V šošovkách sivých vápencov, severne od starého kameňolomu vápenky J. Salaj určil: *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLL. et TOLL., *Earlandia gracilis gracilis* PANTIĆ, *Agathammina judicarensis* PREMOLI SILVA, *Glomospira* sp., *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Agathammina* cf. *austroalpina* KRIST.-TOLL. et TOLL. V jednej zo šošoviek M. Kochanová tu zistila *Prospodilus* (*Philipiella*) cf. *obliqua* MUENST.

Vzorky, odobrané z malého lomu, ktorý sa nachádza na území šošovky svetlosivých vápencov sa južne od vápenky, pri kóte 193 vyskytli nasledovné mikrofosílie: *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Pilaminella gemerica* SALAJ, *Glomospirella* sp a *Valvulina* a azzouzi SALAJ.

K tomuto typu vápencov zaraďujeme aj vápence, vystupujúce v malej šošovke a v sutine už v severnej časti pohoria, asi 1,5 km jz. od Bziniec pod Javorinou a sz. od kóty 248 (na mape šošovka vápencov nie je zakreslená).

Ide o hnedosivé vápence (intrabiosparity, intrabiodolosparity, intrabiopelsparity), v ktorých sa zistili nasledovné mikrofosílie: *Pilaminella gemerica* SALAJ, *Endothyranella tricamerata* SALAJ, *Valvulina azzouzi* SALAJ, *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Pilamina* sp., *Earlandinita* sp., *Glomospira* sp., *Turritella mesotriassica?* KOEHN-ZANINETTI (761) a riasa *Clypeina besiči* PANTIĆ (charakteristická pre karn – prvý nález v Západných Karpatoch; určil J. Bystrický).

Hlavné dolomity (karn-norik)

K hlavným dolomitom v Čachtických Karpatoch zaraďujeme predovšetkým mohutný komplex dolomitov, ležiacich v nadloží vyššie opísaného pásu oponických vápencov, sv. od Višňového, ktorý buduje prevažnú časť skupiny Plešivca, až po kótu Drieňovica na juhu.

Ide o svetlosivé a sivé, vrstevnaté (10–60 cm) dolomity, prestúpené nepravidelnou sieťou puklín, ale aj o drobivé dolomity, vhodné na dolomitový štrk. Sú celistvé, prípadne jemnokryštalické, miestami i brekciovité. Miestami (j. od Hrachovišťa – kameňolom) sú i polohy červených ílov, čo svedčí o loferitovej sedimentácii.

Mikrofácie týchto dolomitov neboli podrobnejšie skúmané, ale vieme, že ide prevažne o dolosparity bez organických zvyškov.

Vek dolomitov odhadujeme len na základe ich polohy. Ich stratigrafické rozpätie (karn-norik) ohraničujú oponické vápence a nadložné dachsteinské vápence.

K hlavným dolomitom zaraďujeme okrem už spomenutých oponických vápencov pri Višňovom aj menšie šošovky týchto hornín pri novomestskej vápenke, kde sa v nich tiež vyskytujú už spomínané šošovky oponických vápencov. Pri Bzinciach pod Javorinou vystupujú v podloží dachsteinských vápencov, spolu s dolomitmi v severnej časti kóty Turecký vrch a Hradisko a na kóte Hájnička, pri Trenčianskych Bohuslaviciach.

Dolomity vystupujúce západne od Ivanoviec (interpretované na mape ako tektonická príkrovová kryha) sú červené brekciovité dolomity odlišné od dolomitov jablonickej skupiny. Po revízií, ktorú autor vykonal spolu s J. Salajom, sme zistili, že sú vyvlečené z podložia pozdĺž zlomovej línie pokračujúcej na antiklinálnu štruktúru jury jv. od Bošáče. Na tejto tektonickej línii v bezprostrednej blízkosti dolomitov vystupujú malmské červené vápence, úlomky a bloky rádiolaritov a škvŕnitých vápencov liasu. Z tohto dôvodu treba uvedené dolomity pričleniť k drietomskej jednotke.

Dachsteinské vápence (sevat-rét) s polohami pestrých dolomitov

Dachsteinské vápence majú ako najmladší a najvyšší triasový člen nedzovského príkrovu v Čachtických Karpatoch pomerne značné rozšírenie.

Vystupujú predovšetkým v severnej časti skúmaného územia, zväčša v najsevernejšej časti Čachtických Karpát, medzi Hrušovým a Bzincami, a potom v južnej časti Bielokarpatskej pahorkatiny, na kóte Hradisko, Turecko a Hájnica, severne a južne od Trenčianskych Bohuslavíc.

V menšom rozsahu sa s týmto typom vápencov stretávame i na juhu Čachtických Karpát, hlavne na západných svahoch Veľkého Plešivca, južne od Hrachovišťa a potom aj na južných svahoch k. Drieňovca.

Karbonáty nie sú vo všetkých uvedených lokalitách reprezentované rovnakými typmi, ale naopak aj v rámci jedného výskytu je litologická i faciálna pestrosť hornín miestami dosť veľká.

V najsevernejšej časti Čachtického pohoria – medzi Hrušovým a Bzincami pod Javorinou vytvárajú tieto karbonáty dva pásy.

Jeden, mohutnejší, prechádza naprieč pohorím a tiahne sa jv. od Hrušového (k. 287) sv. smerom k Bzinciam pod Javorinou. V povrchových častiach pásu ide prevažne o hnedosivé, svetlohnedosivé a svetlé vápence, ktoré sú celistvé, slabokrinooidové, miestami i lumachelové, v strednej časti s polohami (v sutine) vápnitých dolomitov. Známa oblasť výskytu je najmä v Hrušovskom údolí, ale i pri Bzinciach, pričom sú vápence často skrasovatené. Pod mikroskopom sa javia prevažne ako intrabioparity a intrabiomikrity, výnimočne i biomikrity a intrabiopelmikrity. Častá je aj prítomnosť oolitov, pseudoolitov a peletov.

Z organických zvyškov, ktoré boli zistené len vo výbrusovom materiáli J. Salaj určil: úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódov, ostne ježoviek, najmä však foraminifery, väčšinou dosť rekryštalizované, ale miestami i dobre zachované a dobre identifikovateľné: *Triasina hantkeni* MAJZON (východná časť pruhu), *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA et SAMUEL), *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Coronipora austriaca* KRISTAN, *Angulodiscus gaschei* KOEHN-ZANINETTI et BROENNIMANN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Solenopora* sp., *Variostoma* sp.

Typ týchto vápencov je dobre odkrytý v južnej časti kameňolomu pri Bzinciach (obr. 12; detail tab. IX, obr. 1), kde môžeme postrehnúť, že vápence sú oveľa pestrejšie, ako ich vidíme na povrchu.

Na povrchu sa objavujú vrstevnaté sivé, sivohnedé, hnedosivé celistvé vápence, ďalej piesčité vápence, žltkasté oolitické vápence, vápnité pieskovce, tmavé lumachelové, obyčajne pyritizované slienité vápence, zväčša intenzívne stlačené a vystupujúce často ako čierny íl (vytvárajú nápadnú tmavú polohu v stene kameňolomu), prípadne ako červenkasté ílovité horniny, vystupujúce v jadre úzkej antiklinály, vytlačenej do horných častí lomovej steny (obr. 12, detail, tab. VIII, obr. 1).

Všetky typy vápencov, vystupujúce nad spomenutou ílovitou tmavou polohou sa striedajú s lavicami ružových, žltkastých, žltosivých a sivých dolomitov, ktoré miestami v stene lomu nadobúdajú prevahu a vápence medzi nimi vytvárajú len ojedinele tenké polohy. Z hľadiska chemického zloženia nejde o čisté dolomity, ale o dolomity vápnité, s obsahom MgO 16–17 % a so zvýšeným obsahom SiO₂ 3–8,5 %.

Vápence na základe mikroskopického štúdia predstavujú hlavne intrabiopelmikrity, intrabioparity, intrasparity, intrabiomikrity, často so zrnkami kremeňa.

U dolomitov sú to intrabiomikrity, intramikrity, ojedinele taktiež so zrnkami kremeňa.

Z fosílnych zvyškov vo vápencoch lomu J. Salaj určil foraminifery: *Thaumatoporella parvovesiculifera* REINER, *Angulodiscus pokornyi* SALAJ, *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN, *Fronicularia* sp. Z dasykladaceí boli zistené: *Diploporella muranica* BYSTR. a *Diploporella* cf. *muranica* BYSTRICKÝ.

V lumachelových tmavých vápencoch sa dokázala prítomnosť lamelibranchiát, gastropód, *Angulodiscus hybentis* SALAJ, *Tolypammina gregaria* WENDT.

Dachsteinské vápence vystupujú pri Bzinciach ešte aj v inej kratšej šupine, kde má pás vápencov kolmý priebeh na vyššie opísaný pás.

Dá sa hovoriť o sivých vrstevnatých, skrasovatených vápencoch v skalných vyústeniach (tab.VIII, obr. 2).

Z mikroskopického hľadiska ide o intrabiopelmikrity, intrabiosparity, kalkarenity, ale aj o mikrity až sparity.

Z mikrofosílií v nich boli J. Salajom určené: *Trochonella crassa* (KRISTAN), *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Angulodiscus gaschei* KOEHN.-ZAN. et BROEN. a *Triasina hantkeni* MAJZON.

Vápence obsahujú podľa určenia M. KOCHANOVEJ (1960) početné množstvá jedincov druhu *Rhaetina gregaria* (SUESS), v sutine, v piesčitých lumachelových vápencoch sa zasa určili nasledovné makrofosílie: *Lopha haidingeriana* (EMR.), *Nuculana deffneri* (OPPEL), *Rhaetavicula contorta* (PRTL.), *Gervilleia* sp., *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Palacocardita austriaca* (HAUER.).

Fácia dachsteinských vápencov severnej časti študovaného územia vystupuje i na k. Hradisko pri Dolnom Srni, ďalej na k. Turecko a na Hájnici.

Vápence sú opäť hnedosivé, sivé i svetlosivé, obyčajne vrstevnaté, hlavne na prvých dvoch menovaných kótach, zatiaľ čo na Hájnici sú tmavosivé a sivé, prevažne masívne. Vo vápencoch boli zistené tieto mikro i makrofosílie.

Na kóte Turecko a Hradisko sa v celistvých vápencoch zistili foraminifery, z ktorých J. Salaj na k. Turecko určil: *Triasina hantkeni* MAJZON a *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, na k. Hradisko *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN a *Triasina hantkeni* MAJZON.

Na južných svahoch Hájnice (k. 303) sa v celistvých vápencoch zistili: *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN. Na severných svahoch Hájnice v malých šošovkách sivých a celistvých vápencov boli zistené nasledovné organické zvyšky: *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) a *Angulodiscus pokornyi* SALAJ.

Z vápencov – z ich lumachelovej fácie na k. Hradisko uvádza už D.Štúr (1860) makrofosílie, na základe ktorých začleňuje fáciu do rétu: *Cardium austriatum* HAUER, *Gervilia inflata* SCHAFF., *Mytilus minutus* GOLDF., *Terebratula gregaria* SUES. Z novších zberov J. HANÁČKA určil J. Pevný *Rhaetina gregaria* (SUES.), *Zeileria austriaca* (ZUGMAYER) a „*Cyrtina*“ cf. *uncinata* (SCHAFHÄUTL).

Dachsteinské vápence v južnej časti pohoria, ako sme už skôr naznačili, vystupujú vo viacerých lokalitách.

Ich väčší rozsah možno sledovať najmä na jz. svahoch Veľkého Plešivca od kameňolomu južne od Hrachovišťa až po severný okraj k. Drieňovica pri kopanici Vápenky, ako aj na južných svahoch Drieňovica a na Kozinci.

Farebne sú vápence sivé, hnedosivé, hnedé i ružovkasté, obyčajne masívne, v južných svahoch k. Drieňovica a na Kozinci hrubolavicovité a miestami sa vyskytujú i žltkasté kalové vápence s mangánovými šmuhami a žilkami.

Pod mikroskopom možno rozoznať prevažne biomikrity, biopelmikrity a biosparity, ktoré sú obyčajne silne rekryštalizované.

Z fosílnych zvyškov boli doteraz zistené len foraminifery, väčšinou silne rekryštalizované, ale niekde i dobre zachované a identifikovateľné na všetkých spomínaných lokalitách. Ide o nasledovné druhy: *Angulodiscus pokornyi* SALAJ, *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *A. gaschei* KOEHN-ZANINETTI et BROENNIMANN, *Triasina hantkeni* MAJZON a *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER.

Hrušovská skupina

Jura (obr. 13)

Spodná—stredná jura v nedzovskom príkrove Čachtických Karpát patrí k plytkovodnejším fáciám, kým malm k hlbokovodnejším fáciám, čo potvrdzujú rádiolárie, kalpionely a turbiditné alodapické barmsteinské vápence.

Na rozdiel od jury série Rohatej skaly, kde sú prítomné aj rádiolárie a ktorá sa považuje za reprezentanta jury chočského príkrovu, sú v kalových vápencoch s rohovcami vrchnej jury nedzovského príkrovu prítomné viaceré horizonty organodetrilitických turbiditných barmsteinských, často rohovcových vápencov, a to tak v severnej, ako i v južnej časti pohoria.

Krinooidové vápence s rohovcami (spodný—stredný lias)

Spodný až vrchný lias reprezentuje v nedzovskom príkrove fácia krinooidových vrstevnatých vápencov. Stretávame sa s nimi v menšom rozsahu na južných i severných svahoch Drieňovice v nadloží dachsteinských vápencov, kde sú zastúpené červenými a hrdzavými fáciami, pričom sa len ojedinele vyskytujú aj s hľuzami rohovcov.

Na severe, najmä medzi Hrušovým a Bzincami p. Javorinou je ich zastúpenie oveľa väčšie. Tu vystupujú vo viacerých šupinách ako úzke dlhé pásy, alebo i v nepatrných šošovkách, obyčajne zasa s hľuzami rohovcov. V menšom rozsahu sa s nimi stretávame už na k. Hradisko pri Dolnom Srní.

Všetky typy vápencov sú krinooidové a majú organodetrilitickú štruktúru s úlomkami schránok lamelibranchiátov, brachiopódov a echinodermátov.

V severnej časti územia (pri Hrušovom), v bazálnej časti krinooidových šošoviek vystupujú obyčajne sivé, svetlosivé až striebřisté krinooidové vápence s hľuzami sivých rohovcov. Tento typ vápencov je zastúpený aj na západnom svahu k. Hradisko.

Z makrofosílií v nich M. KOCHANOVÁ (1960) zistila faunu, a síce viaceré jedincov *Chlamys dispar* (TERQ.), s ojedinelými úlomkami *Chlamys* (*Aequiptecten*) sp. však len pri Hrušovom, ktoré dokazujú spodnoliasový vek tejto fácie.

Vo väčšom rozsahu sú tu však zastúpené (najmä vo vyšších horizontoch) červené, hnedočervené, hrdzavočervené, stredno- i hrubozrnné krinooidové vápence s hľuzami, prípadne pretiahnutými tenkými polohami červenohnedých rohovcov.

Na viacerých miestach bola medzi Hrušovým a Bzincami v týchto vápencoch zistená i bohatá makrofauna, preto na základe ich stratigrafickej polohy ich začleňujeme k spodnému aj strednému liasu.

L. LÓCZY (1915) vo vápencoch medzi Bzincami a Hrušovým uvádza zle zachované malé terebratuly a belemnity, ďalej z údolia pri Hrušovom dobre zachovaný fragment *Arnioceras* aff. *semicostatum* YOUNG BIRD. SIBLÍK z vápencov južne od Bziniac uvádza: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Spiriferina angulata* OPPEL., „*Rhynchonella*“ cf. *perminuta* RAU., *Spiriferina* cf. *rostrata* (SCHLOTH.) a „*Rhynchonella*“ ex gr. *furcillata* BUCH.

M. KOCHANOVÁ (1960) vo vápencoch na severnom svahu kóty 399 a v opustenom lome v údolí pri Hrušovom našla: *Oxytoma muensteri* (GOLDF.) a *Entolium* sp.

A. KULLMANOVÁ in A. KULLMANOVÁ – V. GAŠPARIKOVÁ (1982) z vápencov v kameňolome, západne od Hrušového uvádza foraminifery zastúpené: *Lenticula* sp., *Spirillina* sp., *Nodosaria* sp., *Involutina liassica* (JONES), *Protoperoplis* sp. Tieto vápence zaraďujeme k strednému liasu.

Navyše sa však k strednému liasu zaraďujú aj hrdzavočervené a hnedočervené krinoidové vápence, vystupujúce v menších šošovkách v južnej časti pohoria, a to na severnom a južnom svahu Drieňovice, západne od Podolských kopaníc, ako i pri kopanici Vápenky (J. HANÁČEK 1969). Našla sa tam táto fauna:

Drieňovica – severné svahy, pri osade Vápenky:

Zelleria engelhardti (OPPEL), *Cincta* cf. *numismalis* (LAMARCK), *Curpa fronto* (QUENSTEDT), *Cuneirhynchia retusififormis* (OPPEL), „*Rhynchonella*“ *prona* OPPEL, „*Rhynchonella*“ *stachei* BÖNE,

Drieňovica – južné svahy pod cestou:

Calcirhynchia plicatissima (QUENSTEDT), *Cincta numismalis* (LAMARCK), *Zeilleria waterhous lunaris* (SCHÜBLER-ZIETEN), *Rudirhynchia calcicosta* (QUENSTEDT), *Cuncirhynchia retusififormis* (OPPEL), *Prionorhynchia forticosata* (BÜCKH), *Rhynchonella deffneri* (OPPEL), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Lobothyris andleri* (OPPEL).

Drieňovica – južné svahy nad cestou:

Lobothyris punctata (SOWERBY), *Zeilleria* cf. *venusta* (UHLIG), „*Rhynchonella*“ *prona* OPPEL, *Cuneirhynchia retusififormis* (OPPEL), „*Rhynchonella*“ *loriolii* HASS, *Curpa fronto* (QUENSTEDT), *Prionorhynchia serrata* (SOWERBY), *Quadrirhynchia quadrata* (BUCKMAN), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Cincta numismalis* (LAMARCK), *Zeilleria mutabilis* (OPPEL), *Zeilleria ewaldi* (OPPEL), *Rudirhynchia calcicosta* (QUENSTEDT).

Železito-mangánová, kondenzovaná poloha (vrchný toark)

Nad krinoidovými vápencami v kameňolome pri Hrušovom i pri Bzinciach pod Javorinou bola zistená tenká, kondenzovaná, železito-mangánová vrstva (obr. 13, tab. X, obr. 1, 2). Pretože ide o tenkú, iba niekoľko cm polohu, v geologickej mape nie je vyčlenená.

Vychádzajúc z doteraz známych fosílií v tejto polohe, a to *Pleurotomaria mulsanti* (THIOLLIÈRE) a *Calliphyloceras nilsoni* (HEBERT), ako aj z najnovších poznatkov M. RAKÚSA (in A. KULLMANOVÁ – V. GAŠPARIKOVÁ 1983), ktorý tu našiel a určil ďalšie druhy amonitov aj z bezprostredného nadložia tejto vrstvy, pripisuje sa jej vrchnoliasový vek.

Nevylučujeme však, že tento horizont je zastúpený aj v južnej časti pohoria. Na južných svahoch k. Drieňovica totiž na styku červených krinoidových vápencov a kalových vápencov keloveja, sa zistila mangánová kôrka miestami v sutine aj mangánové záteky. Je možné, že aj tu ide o tú istú polohu ako na severe, ktorá reprezentuje najvrchnejší lias-spodný doger.

Kalové vápence (vrchný doger)

So súvrstviami, ktoré v Čachtických Karpatoch začleňujeme do dogeru stretávame sa v južnej i v severnej časti pohoria, ale vždy v inej fácií.

V minulosti L. LŐCZY (1915) k dogeru začleňoval krinoidové vápence od Hrušového i z južnej strany pohoria od Kozinca. Podobne aj M. MAHEL (1961, 1967) považuje časť krinoidových vápencov od Hrušového (podobne ako na Rohatej skale v Strážovských vrchoch) za dogerské.

Na základe skutočnosti, že liasová fauna sa našla i v kondenzovanej limonitovej polohe nad krinoidovými vápencami (kameňolom pri Hrušovom i pri Bzinciach) usudzujeme, že v Čachtických Karpatoch fácia krinoidových vápencov siaha len do liasu, a teda súvrstvia dogeru (od álenu) sa musia nachádzať až nad touto fáciou.

V južnej časti pohoria bol doger zistený na južných svahoch k. Drieňovica, v nadloží liasových krinoidových vápencov a Mn-kôrky, kde ho aj kartograficky vymedzujeme.

Doteraz tu bola na základe fosílií dokázaná len najvrchnejšia časť tohto útvaru, a to kelovej.

Reprezentujú ho svetlohnedé, hnedosivé a ružovkasté kalové, obyčajne vrstevnaté vápence, vystupujúce v maximálnej hrúbke 20–30 m, ktoré možno dobre pozorovať vo viacerých menších opustených ťažobných jamách.

Mikroskopicky (M. MIŠÍK–M. SÝKORA 1982) sa zistili prevažne biomikrity a biopelmikrity. Z mikrofácií prevláda od bázy vláknová (pelagické tenké filamenty), vyššie vláknovo-protoglobigerínová, protoglobigerínová a vláknovo-globochétová mikrofácia.

Charakteristická je prítomnosť protoglobigerín, ktoré v mediteránnej oblasti nasadzujú v strednom dogeri, v Karpatoch azda od baty, resp. od kelovej.

Z iných foraminifer bola zistená *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., sesilné foraminifery – *Plammiinvoluta carinata* LEISCHNER.

Z makrofosílií tu boli L. LŐCZY (1915) zistené amonity, ktoré dokazujú vrchný kelovej: *Phylloceras demidoffi* REUSS, *Phylloceras zignodianum* D'ORB., *Haploceras* (*Lissoceras*) *voulthense* OPP., *Perisphinctes enryptychus* NEUM.; *Reineckia rehmani* OPP. M. RAKÚS (in M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1982) určil z tejto lokality ďalšie amonity – *Holocophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Ptychophylloceras* sp. a *Choffatia* (*Choffatia*) sp., ktoré tiež potvrdzujú kelovejský vek tohto súvrstvia.

Doger je vyvinutý v severnej časti Čachtických Karpát vo fácií pseudohľuznatých vápencov a stretávame sa s ním vo viacerých šupinách.

Pretože ide o súvrstvie s rozpätím od spodného dogeru do malmu (dokázané v profile v kameňolome pri Hrušovom) a rovnakú litológiu je kartograficky ťažko rozčleniteľné. Opíšeme ho v rámci ďalšej litostratigrafickej jednotky, ktorú vymedzujeme ako doger–malm.

Pseudohľuznaté vápence s rohovcami (doger–malm)

Tento typ súvrstvia vystupuje v Čachtických Karpatoch len v ich severnej časti, medzi Hrušovým a Bzincami pod Javorinou, a síce v dvoch šupinách. Vyskytuje sa jednak v súvislých, neprerušovaných pásoch až 1 km dlhých a 100 m hrubých, prípadne v tenkých (hrúbka 5 m), kratších šošovkách, v nadloží liasových krinoidových vápencov.

Ide o pleťové, ružové, zelenkasté i červenkasté vápence s oválnymi hľuzami hnedých a červenkastých rohovcov rôznej veľkosti, prípadne rohovce

vystupujú v nepravidelných, tenkých rohovcových polohách v karbonátovej hmote (tab. IX, obr. 2).

Z mikrofaciálneho hľadiska ide o biomikrity s vláknitou mikrofaciou. Z organických zvyškov sa v nich nachádzajú okrem tenkoschránkových lameli-branchiátov, globochéty, krinoidy, ostne ježoviek a v najvrchnejších horizontoch aj sakokomy.

Vápence tejto fácie sa kedysi začleňovali v podstate len k malmu a iba viac rohovcové časti sa v niektorých šošovkách (bez paleontologických dôkazov) pričleňovali aj k dogeru (J. HANÁČEK 1954, 1969, 1977).

Že k dogeru patria aj spodnejšie horizonty hľuznatých vápencov, bolo dokázané jednak na základe nálezov a určenia amonitov v najspodnejších horizontoch tohto súvrstvia v kameňolome, východne od Hrušového (M. RAKÚS in A. KULLMANOVÁ — V. GAŠPARIKOVÁ 1983), ale aj na základe výsledkov mikrofaciálneho štúdia spomínaných hornín A. Kullmanovou a štúdia nanoflóry V. Gašparikovou, vo vyššie spomínanom kameňolome (A. KULLMANOVÁ — V. GAŠPARIKOVÁ 1983).

Podobnú situáciu predpokladáme i v ďalších šupinách nachádzajúcich sa v tejto oblasti, kde vystupujú pseudohľuznaté vápence.

K malmu (oxfordu) začleňujú uvedení traja autori v profile tohto súvrstvia, v kameňolome pri Hrušovom len najvrchnejšie horizonty.

Hnedé, ružové, sivé kalové, rohovcové vápence s polohami alodapických, barmsteinských vápencov (oxford-vrchný titon)

Súvrstvia, ktoré v Čachtických Karpatoch začleňujeme k malmu, vystupujú v južnej i severnej časti pohoria.

Na juhu ide o monotónne súvrstvie hnedastých, sivých, zelenosivých i červenkastých kalových až jemnozrnných, niekedy i slienitých vápencov s rádioláriami, často aj s hľuzami, alebo pretiahnutými vložkami rohovcov, v ktorých sa nachádzajú polohy alodapických barmsteinských vápencov spolu s plytkovodným detritom (tab. V, obr. 1, 2). Toto súvrstvie buduje najjužnejšie časti Čachtických Karpát, a to k. Drieňovca a Šípkový háj. V minulosti sa však začleňovalo do titónu-neokómu (L. LÓCZY 1915, J. HANÁČEK 1969, A. KULLMANOVÁ 1964).

M. MIŠÍK—M. SÝKORA (1982) rozčleňujú tento súbor podrobnejšie. Prevažnú časť v nadloží liasu, dogeru alebo priamo dachsteinských vápencov začleňujú k oxfordu-vrchnému titónu. Len najvrchnejšiu časť považujú za vrchný titón-berias, prípadne za berias-valangin.

Preto v ďalšom opise tohto súvrstvia sa budeme opierať o výsledky posledne uvedených autorov z roku 1982.

Do oxfordu-titónu sa začleňujú pestré kalové, niekedy slaboslienité vápence, často s rohovcami, ktoré majú nasledovné štruktúry: mikrit, biomikrit, pelbionikrit, pelsparit a pelbiosparit.

Barmsteinské alodapické vápence tvoria podľa M. MIŠÍKA — M. SÝKORU (1982) najmenej štyri polohy (maximálne 2 m hrubé), s detritom plytkovodných organizmov vo vyššie opísanom súvrství kalových vápencov výhradne s pelagickou faunou. Spomínané detritické vápence tu zistil už J. HANÁČEK (1964) a opísala ich A. KULLMANOVÁ (1964) ako gravelové vápence, a to z kameňolomu na juhozápadnom svahu k. Drieňovca, ktoré M. MIŠÍK — M. SÝKORA (1982) označili ako barmsteinské alodapické vápence. Na rozdiel od týchto autorov treba však zdôrazniť, prítomnosť rohovcov (tab. V, obr. 2), ktoré svedčia o usadzovaní vápencov v hlbšom prostredí.

Z mikrofaciálneho hľadiska možno tieto horniny označiť ako biointra-mikrosparit, biopelmikrosparit a biointramikrorudit.

Úlomky hydrozoi sú väčšinou silicifikované a z nepostihnutých úlomkov bolo možné identifikovať *Actinostromaria* sp. Medzi úlomkami machoviek sú zriedkavo zastúpené aj univerzálne typy.

Pri zisťovaní stratigrafického rozsahu barmsteinských vápencov v Čachtických Karpatoch vychádzajú autori (M. MIŠÍK — M. SÝKORA (1982) z nasledovných poznatkov: Najspodnejšie horizonty sa nachádzajú uprostred kalových vápencov s *Cadosina*, pričom nástup *kadosin* sa datuje od oxfordu. Najvyšší horizont alodapických vápencov obsahuje ojedinelé *Crassicolaria intermedia* (DURAND DELGA) a v bezprostrednom nadloží sa nachádzajú pelagické vápence zóny *Crassicolaria*. Porovnávaním dát zo Západných Karpát (M. MIŠÍK — M. SÝKORA 1981) sa ukázalo, že *Tubiphytes obscurus* MASLOV vystupuje v plytkovodnom malmu a pravdepodobne aj v spodnejšom neokóme, zato však chýba v urgónskych vápencoch barému — aptu. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK má maximum výskytu v keloveji—oxforde. Pre *Conicospirillina basiliensis* MOHLER sa predpokladá rozpätie oxford—spodný valangin. *Clypeina jurassica* (FAVRE) má rozpätie kimeridž—valangin, prípadne najviac vrchný kimeridž—titón, pričom v najspodnejších horizontoch sa nezistila a prítomnosť oxfordu sa nedá overiť. Je menej pravdepodobné, že by režim kalových prúdov, ktorý tieto alodapické vápence generoval, pretrvával v nezmenených podmienkach po celé a tak dlhé obdobie, od oxfordu až po vrchný titón. Vekové rozpätie skúmaných vápencov predpokladáme teda kimeridž—vrchný titón.

Barmsteinský vápenec bol ako taký definovaný vo Východných Alpách. Podľa charakteristiky A. TOLLMANNA (1976, s. 360—361) ho predstavujú kalkarenity s hnedastým zafarbením, zrnité, niekedy aj s rohovcami. Charakteristickú zložku tvoria echinodermové články, z foraminifer *Protopeneroplis*, *Conicospirillina*, *Ophthalmidium*, ďalej *Clypeina jurassica* (FAVRE), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) a *Globochaete alpina* LOMBARD. Koraly, hydrozoy a spongie sú slabo zastúpené. Vekové rozpätie sa uvádza kimeridž—vrchný titón s tým, že oxford nie je preukázaný.

V typovom území Severných Vápencových Álp a podobne aj na skúmanom území regiónu tvoria barmsteinské vápence turbiditné 5—30 m hrubé vložky uprostred panvovej fácie oberalmských vrstiev (ako oberalmské vrstvy sa označujú sivé a hnedasté, lavicovité kalové vápence, často s rohovcami, so sakokómovou a vyššie s kalpionelovou asociáciou).

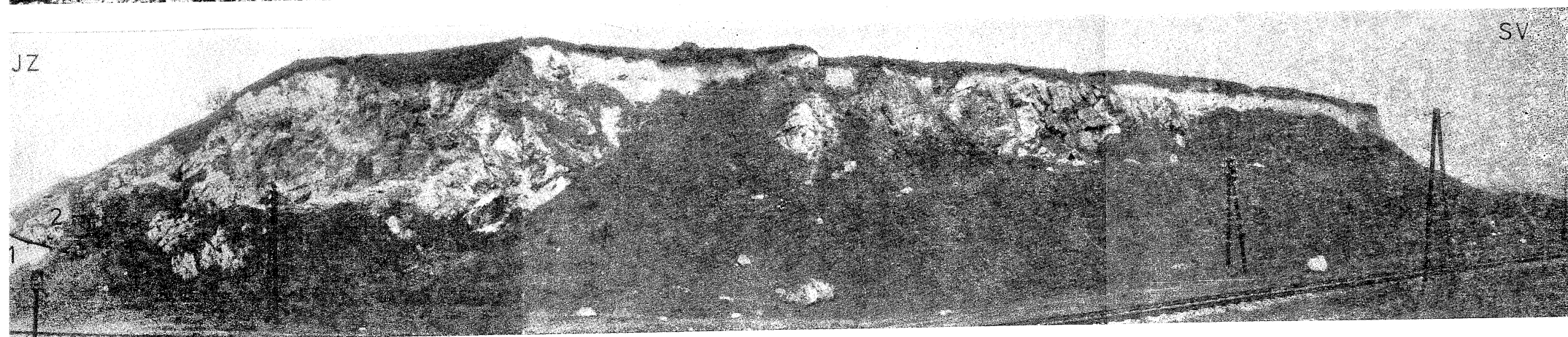
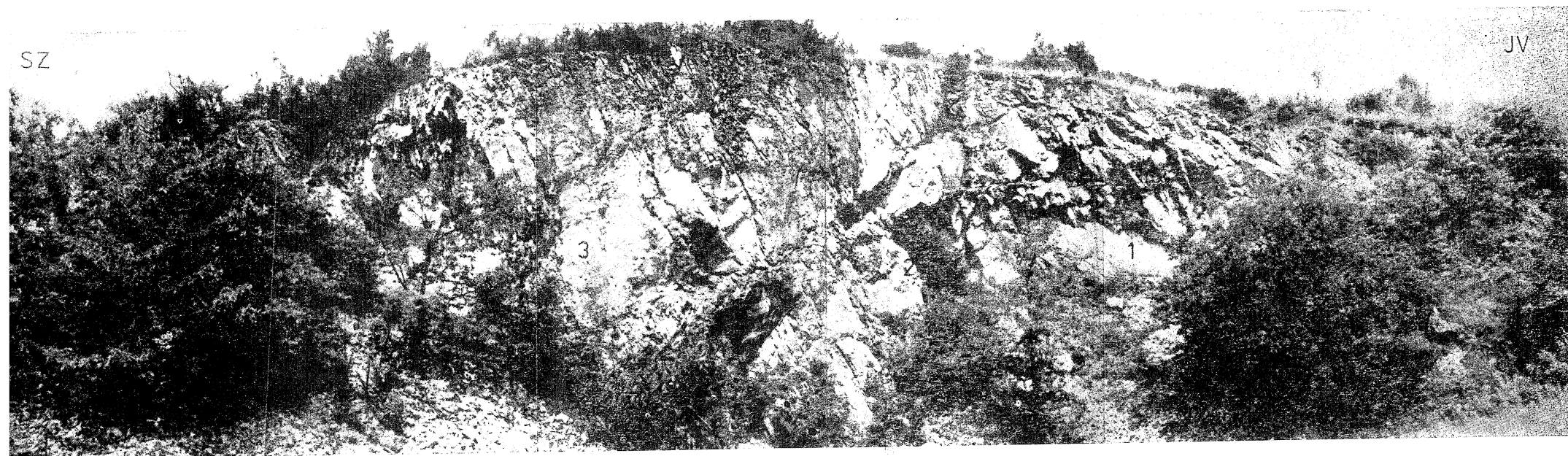
V severnej časti Čachtických Karpát súvrstvia začleňované k malmu vyvinuli sa v troch fáciách.

Je to jednak fácia už spomínaných pseudohľuznatých vápencov, opísaná už v rámci predošlej litostratigrafickej jednotky doger—malm, ktorá je vyvinutá vo viacerých šupinách.

Druhou fáciou malmu sú pestré kalové vápence, podobne ako na juhu pohoria, s polohami alodapických barmsteinských vápencov (obr. 14).

Túto fáciu jury sme vymedzili len v druhej (východnejšej) šupine jurských útvarov, v najhornejšej časti hrušovského údolia, východne od Hrušového a v nadloží hľuznatých vápencov doger—malmu.

Na báze tohto súvrstvia sú kalové vápence ružovkasté, červenkasté, ale aj sivé, ktoré potom vo vrchnejších horizontoch šošovky prechádzajú prevažne do sivých vápencov. Často je v nich možné sledovať hľuzy obyčajne sivozelených i hnedoružových rohovcov. Sú tenkodoskovité i lavicovité, často s guľovitou odlučnosťou. Súvrstvie je len veľmi slabo odkryté. Aj tu ide o pelagickú fáciu s aglutinovanými foraminiferami, s úlomkami aptychov



Obr. 13
 a) Jura-neokóm hrušovskej skupiny. Typová lokalita: kameňolom pri Hrušovom. 1 – krinoidové vápence, 2 – styk kelovejských kalových vápencov s mangánovou kôrkou (detaily cf. tab. X, obr. 1, 2), 3 – pseudo-hľuznaté vápence, 4 – titón-neokóm (zakryté porastom). Foto: J. Salaj.

b) Kimridž-neokóm Ivanovskej skaly. Vľavo vystupuje súvrstvie albu (1), ktoré je v tektonickom styku s titónom-neokómom (2) (detaily cf. tab. VII, obr. 1, 2). Foto: J. Hanáček.

a s množstvom rádiolárií (rádioláριοvá mikrofácia, ojedinele s *Calpionella alpina* LORENZ).

Rádiolárie sú podobne ako v južnej časti pohoria prevažne zle zachované a kalcifikované, no v niektorých polohách (kde majú chalcedónové schránky) je ich zachovalosť dobrá a sú excerpovateľné v kyseline octovej. Takto sa získali viaceré zachované druhy; rádiolárie sa v súčasnosti spracúvajú. Podľa predbežných ústnych údajov A. Ondrejčíckovej zistila sa prítomnosť druhov, ktoré siahajú maximálne do vrchného titónu.

Ako sme už spomenuli, v týchto kalových vápencoch sme zistili rovnako ako v južnej časti pohoria (tu však len v sutine) alodapické barmsteinské vápence.

Známe sú sivé, hnedosivé a hnedé, jemné i strednozrnné detritické vápence s hľuzami alebo tenkými polohami rohovcov. Z niektorých vzoriek je možné zistiť a voľným okom vidieť mnohonásobné rytmické striedanie sa jemných i hrubozrnnějších častí. Spojenie detritických a kalových vápencov je ostré, ale v niektorých vzorkách sme naopak zistili uprostred detritických vápencov nepravidelné, slaboopracované úlomky kalových vápencov.

Pod mikroskopom sa vápence javia ako dokonale vymytý biointrasparit s ojedinelými oolitmi, ale obsahujú aj *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Thaumatoporella parvovesi culifera* (RAINERI), lituloidné foraminifery, echinodermové články, úlomky hydrospór a koralov, *Koskinobulina socialis* CHERCHI et SCHROEDER, *Comicosporillina basiliensis* MOHLER, machovky a aj *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK (posledne menované mikrofosílie boli doteraz uvádzané až do barému K. BORZA – M. MIŠÍK 1976).

Tretiu fáciu malmu v severnej časti Čachtických Karpát reprezentujú sivé, svetlosivé masívne vápence, budujúce menšie izolované skalné bralo, nachádzajúce sa vedľa železničnej trate pri obci Ivanovce.

Vápence sú masívne, miestami aj vrstevnaté a husto nepravidelne dopukané. Vyhojené sú bielym kalcitom a často nadobúdajú brekciovitý vzhľad.

Okrem mikrotektoniky v nich pozorujeme aj blokovú tektoniku, pričom steny jednotlivých blokov sú vyhľadené a vytvárajú tektonické zrkadlá.

Často sú skrasovatené a pozorujeme v nich krasové javy ako napr. travivody, menšie škrapy a pod.

Vápence na základe mikrofosílií, ktoré nie sú zatiaľ presne určené, zaradujeme do vrchného malmu–titónu.

Pestré kalové vápence s rohovcami (vrchný titón–valangin)

V južnej časti pohoria, na západných svahoch k. Drieňovica a Šípkový háj, M. MIŠÍK – M. SÝKORA (1982) vyčlenili v hnedastých a sivohnedých kalových vápencoch (biomikrity a biopelmikrity) zónu s *Crassicolaria*, v ktorej sa nachádza najvyššia vložka barmsteinských vápencov, ďalej zónu s *Calpionella* (vrchný titón–berias) a valangin dokladajú jednou vzorkou s *Calpionellites darderi* COLOM. Túto časť súvrstvia reprezentujú žltkasté, hnedasté, sivofialové až červenkasté vápence (biomikrity, ojedinelý pel-biomikrit) v najzápadnejšej časti Šípkového hája.

Uvedení autori tu vymedzujú viaceré mikrofácie, ktoré označujú ako rádioláριοvo-kalpionelové, kalpionelové a rádioláριοvo-spongiové. O spôsobe zachovania rádiolárií a silicispongií platí to isté ako pre pelagické fácie oxfordu–spodného titónu (kalcitová, zriedka chalcedónová výplň, niekedy zatlačanie limonitizovaným pyritom).

Podľa M. MIŠÍKA a M. SÝKORU (1982) v zóne *Crassicolaria* vystupuje *Crassicolaria intermedia* (DURAND DELGA), ojedinele *C. parvula* REMANE; v malej

a s množstvom rádiolárií (rádiolárióvová mikrofácia, ojedinele s *Calpionella alpina* LORENZ).

Rádiolárie sú podobne ako v južnej časti pohoria prevažne zle zachované a kalcifikované, no v niektorých polohách (kde majú chalcedonové schránky) je ich zachovalosť dobrá a sú excerpovateľné v kyseline octovej. Takto sa získali viaceré zachované druhy; rádiolárie sa v súčasnosti spracúvajú. Podľa predbežných ústnych údajov A. Ondrejčíkovej zistila sa prítomnosť druhov, ktoré siahajú maximálne do vrchného titónu.

Ako sme už spomenuli, v týchto kalových vápencoch sme zistili rovnako ako v južnej časti pohoria (tu však len v sutine) alodapické barmsteinské vápence.

Známe sú sivé, hnedosivé a hnedé, jemné i strednozrnné detritické vápence s hľuzami alebo tenkými polohami rohovcov. Z niektorých vzoriek je možné zistiť a voľným okom vidieť mnohonásobné rytmické striedanie sa jemných i hrubozrnných častí. Spojenie detritických a kalových vápencov je ostré, ale v niektorých vzorkách sme naopak zistili uprostred detritických vápencov nepravidelné, slaboopracované úlomky kalových vápencov.

Pod mikroskopom sa vápence javia ako dokonale vymytý biointrasparit s ojedinelými oolitmi, ale obsahujú aj *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Thaumatoporella parvovesi culifera* (RAINERI), lituloidné foraminifery, echinodermové články, úlomky hydrospór a koralov, *Koskinobulina socialis* CHERCHI et SCHROEDER, *Comicosporillina basiliensis* MOHLER, machovky a aj *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK (posledne menované mikrofosílie boli doteraz uvádzané až do barému K. BORZA – M. MIŠÍK 1976).

Tretiu fáciu malmu v severnej časti Čachtických Karpát reprezentujú sivé, svetlosivé masívne vápence, budujúce menšie izolované skalné bralo, nachádzajúce sa vedľa železničnej trate pri obci Ivanovce.

Vápence sú masívne, miestami aj vrstevnaté a husto nepravidelne dopukané. Vyhojené sú bielym kalcitom a často nadobúdajú brekciovitý vzhľad.

Okrem mikrotektoniky v nich pozorujeme aj blokovú tektoniku, pričom steny jednotlivých blokov sú vyhľadene a vytvárajú tektonické zrkadlá.

Často sú skrasovatené a pozorujeme v nich krasové javy ako napr. travivody, menšie škrapy a pod.

Vápence na základe mikrofosílií, ktoré nie sú zatiaľ presne určené, zaraďujeme do vrchného malmu–titónu.

Pestré kalové vápence s rohovcami (vrchný titón–valangin)

V južnej časti pohoria, na západných svahoch k. Drieňovica a Šípkový háj, M. MIŠÍK – M. SÝKORA (1982) vyčlenili v hnedastých a sivohnedých kalových vápencoch (biomikrity a biopelmikrity) zónu s *Crassicolaria*, v ktorej sa nachádza najvyššia vložka barmsteinských vápencov, ďalej zónu s *Calpionella* (vrchný titón–berias) a valangin dokladajú jednou vzorkou s *Calpionellites darderi* COLOM. Túto časť súvrstvia reprezentujú žltkasté, hnedasté, sivofialové až červenkasté vápence (biomikrity, ojedinelý pel-biomikrit) v najzápadnejšej časti Šípkového hája.

Uvedení autori tu vymedzujú viaceré mikrofácie, ktoré označujú ako rádiolárióvo-kalpionelové, kalpionelové a rádiolárióvo-spongiové. O spôsobe zachovania rádiolárií a silicispongií platí to isté ako pre pelagické fácie oxfordu–spodného titónu (kalcitová, zriedka chalcedonová výplň, niekedy zatlačenie limonitizovaným pyritom).

Podľa M. MIŠÍKA a M. SÝKORU (1982) v zóne *Crassicolaria* vystupuje *Crassicolaria intermedia* (DURAND DELGA), ojedinele *C. parvula* REMANE; v malej

miere je prítomná *Calpionella alpina* LORENZ. V podzóně *C. alpina* (vrchný titón — spodnejší berias) sú prvé *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU). Podzóna *Calpionella elliptica* CADISCH (berias) sa dala vyčleniť len v jednom prípade. Do vrchného beriasu—valanginu sa začlenili vzorky so samotnou *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Amphorelina subacuta* COLOM, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellapsis* sp. a *Calpionellites darderi* (COLOM); zóna *C. darderi* zodpovedá valanginu.

Z kadosín sa vyskytli najmä *C. lapidosa* VOGLER a *C. sublapidosa* VOGLER; v podzóně *Calpionella alpina* aj *C. fusca* WANNER, *C. semiradiata* WANNER a *C. fibrata* NAGY.

Z foraminifer sa objavili *Spirillina* sp., drobné aglutinancie a celkom ojedinele *Nodosaria* sp. Prekvapujúci je zriedkavý výskyt globochétového planktónu a to tým, že nanokóny boli získané len vzácné.

A. KULLMANOVÁ 1964 uvádza zo Šipkového hája *Nannocorus kamptneri* BROENNIMANN. Terigénna prímes sa obmedzuje len na ojedinelé zrná prachového kremeňa.

L. OŽVOLDOVÁ — M. SÝKORA (1984) vrchné horizonty tohto súvrstvia na území Šipkového hája (považované ešte M. MIŠÍKOM — M. SÝKOROM (1982) za vrchný titón), začleňujú na základe rádioláριοvej asociácie, predovšetkým však na základe tintiníd, a najmä podľa prítomnosti *Remaniella cadischiana* (COLOM) k beriasu.

V severnej časti pohoria do titónu—valanginu začleňujeme vrchnejšie horizonty kalových vápencov pestrého zafarbenia, vystupujúce ako pás s veľkou hrúbkou medzi Hrušovým a Bzincami pod Javorinou.

Ide tiež o kalové sivé, fialkasté i ružové vápence, často s rohovcami. Sú tenko doskovité, miestami niekedy s balvanovitou — vretenovitou odlučnosťou.

Z hľadiska mikrofaciálneho sú to biomikrity. Mikrofácie možno označiť ako rádioláριοvo—karpionelové a rádioláριοvé. Rádiolárie sú obyčajne kalcifikované a zle zachované.

Z karpionel A. KULLMANOVÁ (1983) uvádza *C. alpina* CADISCH, *C. elliptica* CADISCH, *C. austriaca* (KRISTAN—TOLLMANN), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. longa* (COLOM), *T. doliphormis* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM) a i. Detailne je toto súvrstvie opísané v profile v údolí západne od obce Hrušové A. KULLMANOVOU — V. GAŠPARIKOVOU (1983).

SENÓNSKE LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY

Brezovská skupina

Sladkovodné „schizofytové“ vápence (?turón—spodný koňak)

V Čachtických Karpatoch je známy jeden výskyt týchto vápencov, a to na východných svahoch Hrdlačovej skaly, z. od Čachtíc (tab. II, obr. 2, 3).

Vápence tu vystupujú v menšom brale na spojnici egenburských zlepen-
cov a vrchnotriasových dolomitov.

Ide o masívne hnedé až čokoládové vápence s bohatými zvyškami orga-
nizmov, hlavne rôznych druhov neidentifikovateľných rias. Pod mikroskopom
sa javia ako riasové biomikrity a stromatolity. V silne agitovanom pro-
stredí, ako sme už skôr konštatovali, vznikali onkolitové vápence.

Uvádzané vápence sme na základe podobnej polohy, ako sú šošovky vrch-
notriasových vápencov neďaleko od tejto lokality, najskôr zaradovali do
triasu (J. HANÁČEK 1964). No vychádzajúc z geologickej pozície týchto vá-
pencov v iných pohoriach, najmä v Brezovských Karpatoch, kde ich J. MELLO
(1982) začleňuje do strednej, prípadne vrchnej kriedy, prikláňame sa aj
my k názoru, že majú kriedový vek, hoci zatiaľ bez paleontologických dôka-
zov.

Valchovské zlepenice (koňak-kampán)

Vápence vystupujú hlavne na úpätí západných svahov severnej časti po-
horia pri Hrušovom.

Ide o polymiktné zlepenice skalného charakteru, ktoré sú masívne a na
niektorých miestach aj náznakovo vrstevnaté.

Materiál zlepencov je väčšinou slabo opracovaný, prípadne vôbec ne-
opracovaný, miestami je však možné pozorovať aj valúny, ktoré sú dobre
opracované. Ich vytriedenosť je však veľmi slabá. Prevažne sa vyskytuje
materiál veľký (10–30 cm), ktorý sa nepravidelne strieda s valúnmi alebo
neopracovanými úlomkami malých rozmerov. Prevažná časť valúnového materiá-
lu patrí k horninám triasu (60 %), jure a kriede (asi 30 %), asi 5 % aj
vyvrelým horninám. Imel zlepencov je ílovito drobnivý a miestami piesčito-
-vápnitý. Z polohy červených slieňov uprostred zlepencov od Bziniec pod
Javorinou K. BORZA (1965) uvádza faunu, ktorá poukazuje na kampánsky vek
súvrstvia.

Menší odkryv týchto zlepencov sa nachádza pri kostole v Hrachovišti,
kde ležia zlepenice na vrchnotriasových dolomitoch.

TEKTONIKA

Zložitá geologická stavba predsenónskych mezozoických útvarov Čach-
tických Karpát, nedostatočné odkrytie niektorých jeho častí, ako aj styku
s inými pohoriami Malých a Bielych Karpát sú príčinou, že ani po mnohoroč-
nom úsilí štúdia tejto problematiky viacerými generáciami geológov nemožno
k tejto otázke zaujať jednoznačné stanovisko, a to ani pokiaľ ide o jeho
vnútornú stavbu, ani o vzťah k iným jednotkám centrálnych Západných Karpát,
podobne ako aj k jednotkám Východných Álp.

Druhohorné členy Čachtických Karpát (predtým Nedzovského, neskôr
Čachtického pohoria (D. ANDRUSOV 1930) označil ako nedzovský príkrov, kto-
rý spolu s jablonickým príkrovom (Jablonické pohorie, teraz Brezovské Kar-
paty) považuje za vyšší príkrov ako príkrov veternický) hlavne preto, lebo
na ich stavbe sa zúčastňujú značné komplexy svetlých vápencov wetterstein-

ského typu. D. Andrusov považuje tento typ vápencov za ekvivalent strá-
žovského príkrovu. Pripúšťa, že nedzovská tektonická jednotka spolu s kry-
hou Jablonického pohoria môže tvoriť jeden – nedzovský príkrov.

Či však masy vápencov a dolomitov v nadloží krížňanského príkrovu
Malých Karpát patria k chočskému (M. MAHEĽ 1961, 1967, 1969), alebo k strá-
žovskému príkrovu (D. ANDRUSOV 1936), alebo aj k oboj uvedeným príkrovom
(A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – O. FUSÁN 1968; J. BYSTRICKÝ – M. MAHEĽ 1970; J.
BYSTRICKÝ 1973), je otázka, v ktorej sa od dôb L. LÓCZYHO (1915) nedosiahla
zhoda názorov. Príčinou toho je rozdielne ponímanie litologickej náplne
chočského príkrovu, alebo rozdielny prístup k stratigrafickej korelácii.

Nech už platí ktorákoľvek z týchto interpretácií, budeme ďalej pova-
žovať triasové – spodnokriedové mezozoické komplexy Čachtických Karpát za
jednu jednotku, ktorú v zmysle D. ANDRUSOVA (1936) budeme nazývať nedzov-
ský príkrov, alebo nedzovská jednotka. Predovšetkým si však budeme všimnúť
jej vnútornú stavbu.

Treba hneď na začiatku povedať, že príkrovová pozícia nedzovskej jed-
notky nie je evidentná. Teda jej začleňovanie k vyššiemu príkrovu, alebo
vyšším príkrovom nevyplýva z geometrickej pozície, nakoľko jej podložie
nepoznáme. Vychádza však z faciálnej korelácie, podľa ktorej horninové
triasové komplexy sú podobné strážovskému, havranickému, veternickému ale-
bo jablonickému príkrovu, a tie sa ďalej začleňujú do skupiny príkrovov
„gemerika“ (J. BYSTRICKÝ – M. MAHEĽ 1970), resp. silicika (J. BYSTRICKÝ in
D. ANDRUSOV – O. SAMUEL 1983).

Nedzovská tektonická jednotka predstavuje dnes megaantiklinálu hras-
ťového typu, ohraničenú na západe sedimentmi Myjavskej pahorkatiny a na vý-
chode depresiou výbežku Podunajskej nížiny.

Ide o oblasť postihnutú vrásnením počas strednej kriedy, ale i v ob-
dobiach mladších (laramské a sávske), až po miocén, čo do značnej miery
sťažuje štruktúrnu klasifikáciu, pretože staršie štruktúry boli mladšími
štruktúrami deštruované a v rôznej forme zahrnuté do štruktúr mladších,
ktoré sa navzájom prelínali.

Ako vidieť z geologickej mapy, stredná a morfológicky najvýraznejšia
časť pohoria je budovaná masami stredno- a vrchnotriasových, wetterstein-
ských vápencov a vrchnotriasových dolomitov. Najjužnejšiu a najsevernejšiu
časť budujú zasa prevažne mladšie triasové členy – dachsteinské vápence
a dolomity, hlavne však „mäkšie“ jurské a kriedové sedimenty. Je to zaprí-
činené pravdepodobne tým, že tieto kryhy oproti ústrednej kryhe sú v tekto-
nickej depresii.

Wettersteinské vápence sú väčšinou masívne, len v okrajových častiach
a na východných svahoch, v blízkosti zlomov sú vrstevnaté a strmo uklonené
k juhu.

Mladšie členy, ležiace v nadloží wettersteinských vápencov sú uložené
pomerné plocho v južnej časti pohoria v súvislom profile – vrchný trias,
lias, doger, malm, titon – spodná krieda až po valangin.

Z tektonického hľadiska je najzložitejšia najsevernejšia časť Čach-
tických Karpát, severne od k. Na salaškách, medzi Hrušovým a Bzincami pod
Javorinou, ale komplikované je aj územie, ktoré patrí už k južnej časti
Bielych Karpát.

Útvary zúčastňujúce sa na stavbe tejto časti pohoria tu vytvárajú
šupinovitú stavbu s pásmi rôznej hrúbky s dĺžkou prevažne sv.–jz. smeru,
no nájdú sa aj také šupiny, ktoré sú na ne kolmé.

Niektoré útvary tu vystupujú v súvislých, zväčša úzkych pásoch, tiah-
núcich sa naprieč pohorím. Ich dĺžka je až 1,5 km. Niektoré vytvárajú len

nesúvislé pásy, s úzkymi kratšími šošovkami. Vrstvy sú strmo uklonené na JV, miestami i kolmo, ale ojedinele i s opačným sklonom. Niektoré, zvlášť plastickejšie súvrstvia sú veľmi intenzívne a nepravidelne prevrátené, pričom sú aj vnútorne tektonicky veľmi porušené (titón-neokomske vápence, hľuznaté dogersko-malmské vápence, krinoidové liasové vápence).

Jednotlivé šupiny tvoria triasové, jurské až spodnokriedové členy, ktoré sa nad sebou opakujú, najmä v pásoch sv.-jz. smeru, čo viedlo k záveru, že sa táto časť územia interpretovala ako vrásová, s úzkymi antiklinálami a synklinálami.

Aj keď pripustíme, že v minulosti tomu tak bolo, je dnes isté, že sa tieto štruktúry mladšími pohybmi rozlámali, podľa jednotlivých zlomov posunuli, prípadne sa niektoré šupiny postavili voči sebe aj kolmo, alebo sa do seba zavrásnili.

Výrazná synklinálna štruktúra v bzineckom kameňolome (obr. 12) je utátená prešmykom, ktorý vznikol redukciou vrásového ramena. Ľavé krídlo antiklinály s prevráteným vrstevným sledom (dachsteinské vápence a dolomity a hlavný dolomit) je prešmyknuté cez synklinálnu štruktúru.

Celé toto územie sa teda javí ako tektonicky veľmi namáhané. Ide asi o 2 km širokú zlomovo-prešmykovú zónu, ktorá má, ako to vidieť z geologických máp i družicových snímok pokračovanie na JZ do Myjavskej pahorkatiny a bradlového pásma, ako aj smerom na SV, na Turecký vrch a ďalej až do Strážovských vrchov.

Zrejme tu ide o depresnú tektonickú zónu, pretože len tak sa mohli zachovať mladšie, menej odolné útvary v takom rozsahu.

Predpokladáme, že celá táto oblasť, ako aj územie ležiace severnejšie – Turecký vrch. Hájnica, ale i oblasť Hájovky, medzi Novým Mestom nad Váhom a Bzincami pod Javorinou, ktorá je budovaná triasovými členmi, patria k jednej jednotke. Spomínané členy sa dostali do tektonickej depresie polaramskými a hlavne sávskymi tektonickými pohybmi.

Celá antiklinála Čachtických Karpát je ohraničená voči depresii výbežku Podunajskej nížiny i Myjavskej pahorkatiny strmými okrajovými zlomami, s úklonom na východu na západnej strane k západu. Okrem toho sa v Čachtických Karpatoch prejavujú aj priečne zlomy, ktoré pokračujú z Myjavskej pahorkatiny.

O vzťahu nedzovského príkrovu k iným príkrovom centrálnych Západných Karpát, sme už čiastočne hovorili v úvode tejto kapitoly. Časť autorov – J. Bystrický – A. Bižly, O. Fusán, D. Andrusov ho pokládajú za jeden z vyšších príkrovov centrálnych Západných Karpát, a to za ekvivalent strážovského príkrovu, teda za súčasť „gemerika“ teraz silicika (J. BYSTRICKÝ in D. ANDRUSOV – O. SAMUEL et al. (1983). M. MAHEĽ (1979) však nepovažuje zaradenie strážovského príkrovu do tektonickej jednotky vyššieho radu (ako je chočský príkro) za jednoznačné a považuje za neopodstatnené nazývať strážovský príkrov gemerikom. Tento autor považuje vyššie tektonické jednotky – veternický, havranický a jablonický, ako aj časť strážovského príkrovu, vymedzeného v zmysle J. HANÁČKA (1976) v severnej časti Zliechovskej vrchoviny v Strážovských vrchoch za bebravskú sériu, resp. bebravský príkrov M. MAHEĽ (1986), ktorú pričleňuje k chočskému príkrovu.

S týmto názorom pre faciálnu a mikrofaciálnu odlišnosť nedzovského príkrovu od bebravského a oboch od chočského sa nestotožňujeme. Nedzovský príkrov má v značnom rozsahu dachsteinské vápence (obr. 14) prevažne intrabiomikritické s hojnými zrnami detritického kremeňa (J. SALAJ – A. BEGAN – J. HANÁČEK 1983), kým u strážovského, teda aspoň v tektonickej interpretácii M. Maheľa nie sú vyvinuté. Uvádzame to z toho dôvodu, lebo sa nedá vy-

lúčiť, že šupiny jury a vrchného triasu napr. medzi k. Sokolie a Čierny vrch (M. MAHEL 1979, s. 9, profil č. 3), ktoré sú tu začleňované k chočskému príkrovu, by mohli patriť k jednej tektonickej jednotke spolu s tmavými a svetlými, stredotriasovými vápencami, ktoré sa začleňujú k strážovskému príkrovu. Strážovský príkrov má podľa interpretácie J. SALAJA (1982) pôvod v Strážovských vrchoch (J. SALAJ – J. HANÁČEK in J. SALAJ 1982).

Teda ako je vidieť, ťažko nájsť v centrálnych Západných Karpatoch rovnaké výviny, hoci aj v jednotkách, ktoré sa pričleňujú k vyšším príkrovom, a to či už v triase alebo aj v jure. Znamená to teda, že každá z uvedených jednotiek – ako napr. strážovská, jablonická, resp. „chočská“ (=lunzská), nedzovská, resp. havranická, vznikala v inom sedimentačnom priestore.

Otázkou je, či tieto jednotky boli do súčasných priestorov presunuté v zmysle D. ANDRUSOVA – J. BYSTRICKÉHO – O. FUSÁNA (1973) z juhu, teda z oblasti „gemeríd“, alebo majú pôvod zo severnejšie situovaných sedimentačných priestorov (J. SALAJ 1982, 1986).

Fakt, že Čachtické a Brezovské Karpaty sú jedným z okrajových pohorí Malých Karpát, ktoré sú v bezprostrednom susedstve Východných Álp, spôsobil, že sa viaceré tektonické jednotky na jednej i druhej strane dávali do vzájomnej súvislosti, prípadne sa považovali za priame pokračovanie východoalpských jednotiek (L. KOBER 1912, D. ANDRUSOV 1936) do centrálnych Západných Karpát.

A. BIELY in A. BIELY – J. BYSTRICKÝ – J. MELLO (1980) upozorňuje tiež, že v oboch sústavách sú analogické, alebo aj identické litostratigrafické jednotky, prípadne súbory takýchto jednotiek. Z tejto skutočnosti vyplýva paleogeografická nadväznosť či súvislosť faciálnych oblastí počas geosynklinálnej etapy (D. ANDRUSOV 1968; A. TOLLMANN 1976). Menej uspokojuvajúca je však korelácia tektonických jednotiek.

Pokiaľ ide o vzťah mezozoika nedzovského, jablonického a lunzského príkrovu Brezovských a Čachtických Karpát k Severným Vápencovým Alpám treba zdôrazniť, že paralelizácia mnohých, úplne identických litostratigrafických jednotiek triasu a jury je možná. Je to napr. pokračovanie litologicko-stratigrafického komplexu ötscherského príkrovu Severných Vápencových Álp, ktorého vrstevný sled je v podstate totožný s vrstevným sledom nedzovského príkrovu Brezovských a Čachtických Karpát.

Zastávame spolu s J. Salajom názor, podobne ako J. SALAJ – A. BEGAN in J. SALAJ (1982), že mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát reprezentuje neoderodovaný a pochovaný zbytok klapského chrbta pôvodnej klapskej vápencovej platformy (J. SALAJ 1982), ktorú do spodného albu tvorilo mezozoikum drietomskej (=frankenfelskej), jablonickej (=lunzskej) a nedzovskej (=ötscherskej) sekvencie. Toto mezozoikum tvorilo podľa nášho názoru severozápadný okraj litosférickej dosky západokarpatského bloku, ktorý bol obdukčne presunutý počas vrchného albu–cenomanu do bradlového pásma (tiež A. JIŘÍČEK 1981). Tu bolo mezozoikum súčasťou najskôr novovytvoreného sedimentačného priestoru a potom, po prerušení v sedimentácii a po erózii podloží gosauského koňacko-eocénného bazénu, z ktorého terajšie mezozoikum Čachtických (rovnako ako aj Brezovských) Karpát bolo sávsky vyvrásnené a dvojsmerne presunuté cez nadložné mladšie gosauské senónsko-paleogénne komplexy.

V zmysle tejto interpretácie sa dá vysvetliť skutočnosť, prečo ten istý materiál, ktorým sú budované Čachtické a Brezovské Karpaty, sa vyskytuje v albských zlepenoch klapskej sekvencie (A. BEGAN – J. SALAJ 1978, J. SALAJ – A. BEGAN in J. SALAJ 1982).

Je zrejmé, že v zmysle tejto možnej tektonickej interpretácie sa žiada aj nový prístup k tektonickým a korelačným interpretáciám skúmané oblasti s tektonickými jednotkami Severných Vápencových Álp.

KRASOVÉ ÚTVARY

Z hľadiska výskytu krasových javov, či už povrchových alebo podzemných, je na skúmanom území najzaujímavejšia východná časť Čachtických Karpát, ktorá sa nachádza severne od Čachtíc a siaha až ku kameňolomu pri novomestskej vápenke.

Táto oblasť geograficky ohraničuje z východu údolie Váhu, zo severu a severovýchodu ústredný chrbát Čachtických Karpát a z juhu dolinu Jablonky (P. MITTER 1974).

Hlavnú časť územia vytvára krasová plošina so Svedeckými kopcami Skalka a Drapák. Plošina sa dvíha mierne na západ ku chrbtu Čachtických Karpát a vedľa kaňona Jablonky, zasahuje k Višňovému na druhú stranu pohoria. V tejto oblasti sa nachádza aj jediná väčšia známa jaskyňa (obr. 15) a podľa geologickej situácie je tu aj najväčší predpoklad výskytu rozsiahlejších podzemných priestorov.

A. DROPPA (1961) k tejto krasovej plošine priraduje aj časť územia južne od kaňonu Jablonky, kde sa rozkladá vápencový vrch Kačiš, ktorý sa v zmysle starších máp označuje (A. DROPPA) ako Bacalár.

V tejto oblasti sa nachádzajú dve významné súvrstvia pre tvorbu krasu:

- svetlé wettersteinské vápence,
- v menšej miere aj hlavné dolomity v ich nadloží.

Povrchové, ale aj podzemné krasové útvary z tohto územia skúmali mnohí speleológovia, ktorých podrobne uvádza P. MITTER (1974) v časopise Kras, 115. Tu uvedieme iba posledné práce, ktoré podrobne pojednávajú o tomto probléme; zhrňajú staršie i najnovšie poznatky a vyslovujú názory na ďalšie možnosti výskytu podzemných priestorov v tejto oblasti. Z najvýznamnejších autorov je to A. DROPPA (1961), V. DROPPA (1970) a P. MITTER (1974).

Pri spracovaní tejto kapitoly sa preto opierame o posledne uvedené poznatky.

Povrchové útvary

Dominantným tvarom územia je krasová plošina s rozlohou 12 km². Jej ohraničenie tvoria krátke strmé úbočia. Z poriečnej nivy Váhu, alebo spod sprašovej pseudoterasy vystupuje strmé úbočie, vysoké 120–150 m a naklonené 30–35°. Úbočie končí ostrou terénnou hranou, pričom prechádza do plošného povrchu. Je členité, pokryté hlinítokamenitou sutinou, modelované zosuvmi, jarkami a ostro zarezanými dolinkami. Strmé úbočie má aj dolinka Jablonky. V úbočiach kaňonu vystupujú skrasovatelé vápence a úbočie sa tiahne ostrou terénnou hranou plošinky, ktorá je mierne členitá a dvíha sa smerom k chrbtu Čachtického pohoria. Svedecké kopce Draplák (393 m n.m.) a Skalka (376 m n.m.) a dve kóty tej istej úrovne pri Hlbokej doline

(393 m n.m. a 371 m n.m.) svedčia o existencii staršieho povrchu zarovnávania v tejto výške. Plošinu brázdia staré doliny, ktoré začínajú vyhlbeninami tvaru amfiteátra a voľne vyznievajú na nižšej úrovni plošiny, alebo nad jej hranou ako visnuté doliny.

Krasovatejúce horniny zväčša pokrýva vrstva zvetraného materiálu, spravejšovej hliny a sedimenty neogénu. Malá časť územia (Holé vrchy, Drapľák, Skalka a časť plošiny) je porastená trávnatou alebo krovinatou vegetáciou, spod ktorej vystupuje skrasovatená hornina. Tak vznikli na niektorých miestach výrazné škrapové polia, najtypickejšie na Drapľáku a v jeho blízkom okolí. Priestorové rozmiestnenie škrap na Drapľáku závisí od vystupujúcich čiel vápencových vrstiev; vytvára rovnobežné rady škrap v usporiadaní severozápad–juhovýchod. Pásky škrap sú vzdialené od seba 1–1,5 m medzi ktorými sú pásy trávnatého porastu.

Výrazné škrapové pole je na úbočí Drapľáka, ktoré sa skláňa do dolinky Jablonky. Tu pôsobí aj intenzívne mechanické zvetrávanie, takže na povrchu prevládajú ostrohranné, deštrukčné tvary rozrušenej horniny. Škrapové pole vzniklo na plošnom temeni Holých vrchov, východne od Višňového, kde vznikli dosť hlboké puklinové a dierovité škrapy na brekciovitých dolomitoch. Záverom úvahy o škrapách možno konštatovať, že sú celkove nevýrazným prvkom terénu a v charaktere územia sa okrem uvedených oblastí vyskytujú málo.

Krasové jamy a ponory (prepadliská) sú usporiadané v líniách na dne suchých dolín a len celkove nepatrne sa vyskytujú samostatne. Korózných krasových jám sa vyskytuje menej, prevažne ide o ponory (prepadliská) – nepravé závrty v zmysle J. KUNSKÉHO (1950), ktoré vznikajú prepadávaním sa povrchových sedimentov do podzemia. Ani pri ich vzniku však nemožno úplne vylúčiť procesy krasovatenia, preto hodnotíme krasové jamy všeobecne. Najväčšie krasové jamy vznikli severne od Drapľáka a predstavujú tri zníženiny 12–15 m hlboké, s priemerom 120–150 m, pričom majú mierne eliptický pôdorys.

Ako sme už spomenuli, okrem povrchových krasových útvarov majú v tejto oblasti význam aj podzemné jaskyne, z ktorých najvýraznejšia je Čachtická jaskyňa, objavená pracovníkmi Turistu v roku 1956.

Vstup do jaskynných priestorov Čachtickej jaskyne tvorí jeden zo skupiny závrto, na severnej strane vrchu Drapľák. Jaskyňa vznikla na zlomových alebo zonálne rozrušených líniách komplexu wettersteinských vápencov. Prevažná časť zlomov má smer JZ–SV, ktorý je aj hlavným smerom jaskyne.

Na križovatkách puklín sa vytvorili rútením z povaly a zo stien širšie puklinové priestory, ako Priepasťový dóm, Fajčiarsky salon, Žabkin dóm, Biely dóm, Dlhý dóm, Rotunda a Hlboký dóm. Priestory vymenovaných „dómov“ sa pospájali umele prečistenými kanálmi sifónového charakteru. Dno jaskynných priestorov a spojovacích kanálov vyplňa okrem vápencových odrobiniek aj žltohnedá hlina splavená z povrchu. Kvapľová výzdoba vo vstupných častiach je pomerne chudobná. Na kvapľovú výzdobu sú bohatšie zadnejšie, ťažšie prístupné časti. Bohatstvom kvapľových útvarov všetkých druhov vyniká najmä úsek od Bieleho domu až po Rotundu, v dĺžke 100 m. Tu vidíme na strope i na stenách čisto biele a lesklé stalaktity, zatiaľ čo na zemi 30–100 cm vysoké stalagmity. Priklonené puklinové steny vyplňujú kvapľové vodopády, ktoré na previsnutých častiach tvoria záclonovité závesy a drapérie. Veľmi zaujímavé kvapľové záteky na stenách Modrého domu, ktoré svojou modrastou farbou ostro kontrastujú s bielymi útvarmi v ostatných častiach jaskyne. Vápencové steny Modrého domu sú silne sčernalé, pravdepodobne sú potiahnuté povlakom mangánových zlúčenín, na ktorých sa vyzrážala tenká vrstva bie-

leho sintru. Tmavší podklad presvitá cez ňu, a tým spôsobuje modrasté sfarbenie jaskynných stien. Zachovalá a pekne vyvinutá kvapľová výzdoba je v horných priestoroch, nad Žabkiným dómom, do ktorých je však veľmi ťažký výstup. Vedľa týchto mladých a čerstvých kvapľových útvarov sa objavuje v rôznych častiach jaskyne aj stará, už zvetraná kvapľová výzdoba, ktorá dokazuje pomerne starý vek jaskyne.

Ako vidieť z priloženej mapky, podzemné priestory Čachtickej jaskyne majú vertikálny charakter. Na priamu vzdialenosť 254 m od vchodu má preníženie 90 m. Celkový jej smer je orientovaný od vchodu na JZ a posledný jej bod v Dlhom dome zasahuje len po cestu, vedúcu zo strelnice do Mladého hája. Teda nezasahuje pod veľké tri závrty, ba puklinové smery naznačujú, že jej pokračovanie treba hľadať smerom na SZ.

P. MITTER (1974) prepokladá, že hlavné priestory jaskýň v Čachtickom kráse by mali byť nižšie ako je terazšia známa jaskyňa, teda blízko úrovne povrchového toku.

Okrem tejto jaskyne (P. MITTER 1974) uvádza z uvedenej oblasti ešte jednu malú tzv. stráňovú jaskyňu – Čertovu pec, ktorá vznikla v ľavom úbočí kaňonu Jablonky, asi 800 m nad dnom doliny v jednom stupni brala. Je to dosť priestranná, niekoľko metrov dlhá jaskyňa, ktorá vznikla na prekrížení niekoľkých zlomov procesmi krasovatenia a stráňovej modelácie.

Okrem uvedenej jaskynky je v Čachtických Karpatoch známa ešte ďalšia menšia jaskyňa.

Nachádza sa asi 1 km jv. od k. Na salaškách, v hnedosivých, miestami rohovcových (?reiflinských) vrstevnatých vápencoch. Jaskynka je niekoľko metrov široká a asi 8 m dlhá.

Ďalšie útvary skúmaného územia sú z hľadiska krasovatenia už menej významné. Vyznačujú sa hlavne škrapami, prípadne menšími závrtmi. Stretávame sa s nimi aj na ďalších územiach, budovaných steinalmskými, wettersteinskými, ale i dachsteinskými vápencami, aj ladinskými a najmä vrchnotriasovými dolomitmi.

HYDROGEOLOGIA ČACHTICKÝCH KARPÁT

Čachtické Karpaty sú budované mezozoickými súvrstviami nedzovského príkrovu s vekovým rozpätím od pelsónu až po vrchný titón. V hodnotenom území vystupujú aj vrchnokriedové sedimenty brezovskej skupiny. Vo vrstevnom komplexe nedzovského príkrovu zaberajú podstatnú časť dobre zvodnené karbonátové súvrstvia a síce dolomity a rôzne typy vápencov. Ak posudzujeme tento vrstevný komplex z hľadiska priepustnosti, môžeme v triasových súvrstviach hovoriť o jednotnom zvodnenom systéme vo vápencoch a dolomitoch, i keď lokálne s rozdielnym charakterom priepustnosti vo vápencoch triasu (priepustnosť puklinová a puklinovo-krasová), v dolomitoch (priepustnosť puklinová až puklinovo-pórová) a vo vápencoch jury až spodnej kriedy (priepustnosť prevažne puklinová, v niektorých súvrstviach jury až spodnej kriedy – hlavne v slaboslienitých kalových vápencoch nižšia ako vo vápencoch triasu).

Malé rozdiely v priepustnosti karbonátov a jednotnosť zvodneného karbonátového komplexu Čachtických Karpát spôsobujú, že významným činiteľom

ovplyvňujúcim hydrogeologické pomery tohto pohoria sú jeho tektonické pomery a vzťah k susedným územiám.

Čachtické Karpaty možno hodnotiť ako jednotnú zvodnenú hydrogeologickú štruktúru, predstavujúcu megaantiklinálu hrastového typu, ohraničenú na západe nepriepustnými a málo priepustnými sedimentmi Myjavskej pahorkatiny, na východe taktiež málo priepustnými sedimentmi, vypínajúcimi depresiu výbežku Podunajskej nížiny. Celá zvodnená megaantiklinála Čachtických Karpát je voči súvrstviám Myjavskej pahorkatiny i Podunajskej nížiny ohraničená strmými okrajovými zlomami. Okrajové zlomy a za nimi sa nachádzajúce nepriepustné a málo priepustné súvrstvia tvoria významné bariéry pre cirkuláciu podzemných krasových vôd. Vlastná hydrogeologická štruktúra, ktorá je budovaná v podstatnej časti územia hlavne stredno- a vrchnotriasovými vápencami a vrchnotriasovými dolomitmi, v najjužnejšej a najsevernejšej časti i mladšími súvrstviami, má veľmi dobré infiltračné podmienky. Táto skutočnosť je zvlášť výrazná, hlavne v ústrednej časti, tvoriacej krasovú plošinu s rozvinutými krasovými javmi (škrapmi, závrťmi, ponormi, krasovými jaskyňami). Priaznivé podmienky pre tvorbu krasu umožnili vytvoriť tzv. „novomestský kras“ na území medzi Čachticami, Novým Mestom n/Váhom a Bzincami.

Antiklinálny charakter pohoria, spolu s vplyvom tektoniky a eróznej bázy usmerňuje krasové vody v prevažnej miere k jv. okraju pohoria tektonicky ohraničeným zlomami, pozdĺž ktorých poklesli neogénne sedimenty do značných hĺbok a vytvorili nepriepustnú bariéru podzemným puklinovo-krasovým vodám.

Rozsah infiltračného územia hydrogeologickej štruktúry, tvorený vápencami a dolomitmi, zaberá rozlohu asi 54 km². Celkový sumár prírodných zdrojov podzemných vôd zo zrážok do tejto hydrogeologickej štruktúry možno metódou analógie odhadnúť na 430–540 l.s⁻¹. Z prameňov vystupujúcich prevažne na východnom okraji pohoria pramene v Čachticiach, Trenčianskych Bohuslaviciach a vo Štvrťku n/Váhom sa exploatuje sumárne 310–360 l.s⁻¹ podzemných puklinovo-krasových vôd. Ďalšie možnosti ich exploatacie boli overené GÚDŠ pri hydrocentrále Nové Mesto n/Váhom (E. KULLMAN 1984), kde pri výstavbe hydrocentrály boli zistené významné prírony puklinovo-krasových vôd do stavebnej jamy hydrocentrály zo skrasovatených vápencov v podloží neogénnych sedimentov. Dlhodobé odčerpávanie krasových vôd zo stavebnej jamy (v prvej fáze asi 700 l.s⁻¹, v druhej až do 1 800 l.s⁻¹), trvajúce 3 roky, sústredilo podstatnú časť krasových vôd hydrogeologickej štruktúry (v Čachticiach v prameni „Teplička“ došlo k poklesu hladiny o 5 m – vzdialenosť 8 km). Tieto výsledky svedčia jednak o jednotnej nádrži podzemných puklinovo-krasových vôd a jednak o možnostiach exploatacie podzemných puklinovo-krasových vôd v oblasti hydrocentrály i v súčasnosti. Hydrogeologické vrty realizované GÚDŠ v oblasti hydrocentrály (hydrogeologický vrt NK-1, hĺbka 86 m, hydrogeologický vrt NK-2, hĺbka 71 m) potvrdili nielen významné sústredenie podzemných krasových vôd v tejto oblasti (dokumentovaná ustálená sumárna výdatnosť 89 l.s⁻¹), ale aj významnú priečnu tektoniku, komplikujúcu hydrogeologické pomery v regióne. Nie je vylúčená ani možnosť exploatacie ešte väčšieho množstva podzemných vôd na tejto lokalite i keď nemožno počítať s množstvami, ktoré boli odčerpávané zo stavebnej jamy hydrocentrály, kde na tomto sumáre sa okrem zdrojov puklinovo-krasových vôd pohoria podieľali veľmi významnou mierou i akumulované zásoby karbonátov pohoria a podzemné vody kvartérnych náplavov Váhu.

Doterajšie výskumy dokumentujú, že krasové vody tvoria jednotnú podzemnú nádrž, s možnosťou dopĺňania popri zrážkových vodách i určitými stratami vôd povrchových tokov v tokoch Klanečnica a Kamenica (P. BUJALKA 1959),

ako aj s predpokladom prípadného ďalšieho dopĺňovania z Brezovej. Naskytá sa aj možnosť súvisu s karbonátmi mezozoika, prekrytými kvartérom a ležiacimi sv. od hodnotenej hydrogeologickej štruktúry. Toto môže pozitívne ovplyvniť celkový sumár prírodných zdrojov podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry.

IV. NEOGÉN

Na území regiónu vystupujú neogénne sedimenty v nasledovných oblastiach: 1. Severovýchodný okraj viedenskej panvy, v páse medzi Podbrančom, Bukovcom, Štverníkom a Jablonicou. Tento neogén T. BUDAY et al. (1963) označuje ako vývoj brezovský. Priraďujeme k nemu aj neogénne izolované sedimenty v širšom okolí Krajného; patrí sem aj vývoj chropovský pri Podbranči; 2. Dobrovodský vývoj je rozšírený hlavne v dobrovodskej depresii; 3. Neogén Podunajskej nížiny tvorí juhovýchodné ohraničenie mezozoika Brezovských a Čachtických Karpát.

Na základe litostratigrafickej analýzy neogénnych sedimentov je zrejme, že ide o produkty jednej sedimentačnej oblasti, ktorá v dôsledku geomorfologického vývoja reliéfu a erózie vytvorila vyššie uvedené samostatné oblasti. Z tohto dôvodu opisujeme neogénne sedimenty spoločne.

Vo vývoji neogénu na území regiónu sú známe dva samostatné sedimentačné cykly (T. BUDAY et al. 1963): 1. Egenbursko-otnanský cyklus, tvorený bazálnymi zlepenkami a štrkami, vyššie potom pieskovcami a pieskami, s polohami zlepenecov a najvyššie vápnitými pieskovcami a slieňmi. 2. karpatsko-bádenský cyklus sa začína bazálnymi jablonickými zlepenkami s exotickým materiálom a vyššie sú slieňovce a vápnité pieskovce; ako najmladší člen tu vystupujú lokálne koscinodiskové vrstvy. Vyššie členy miocénu nie sú tu zachované.

14 Bazálne zlepenky, štrky a pieskovce – egenburg

Zlepenky sú prevažne karbonátové (T. BUDAY et al. 1963), zložené z valúnov triasových a jurských vápencov, v menšej miere z rôznych, hlavne vrchnokriedových pieskovcov, ojedinele z valúnov kremeňa, arkóz, porfyroidov a rúl. Opracovanosť zlepenecov je dokonalá až dobrá, pričom zrnitosť je veľmi premenlivá. Väčšinou bazálne časti bývajú hrubé (valúny až do 30–40 cm), väčšinou sú strednozrnné, a hlavne jemnozrnné (0,5–3 cm). Tmel je výlučne karbonátový, vytriedenosť premenlivá, pri jemnejších odrodách dobrá. Spevnenie je rôzne, miestami sú zlepenky silno rozpadavé. Majú väčšinou svetlé farby, sú masívne, vrstevnatosť je viditeľná len pri jemnejších odrodách. Zlepenky a štrky sa miestami vertikálne striedajú, ale lokálne prechádzajú do pieskovcov. Pieskovce tvoria vložky v zlepenkoch, sú svetlosivé alebo krémové, stredno- až hrubozrnné, väčšinou masívne, alebo hrubolavicovité, s prevahou karbonátových zŕn s karbonátovým tmelom.

Opisované bazálne zlepenky ležia na rôznych členoch mezozoika a paleogénu. Transgresívny charakter zlepenecov dobre vidieť v odkryve pri Prašníku, kde transgredujú na santónsky flyš. Ďalšie veľké vyústenia sú pri Štverníku, Krajnom, Vaďovciach a inde. Podľa D. ANDRUSOVA (in J. HANÁČEK 1954) a P. ČTYROKÉHO (in T. BUDAY et al. 1963), patrí toto súvrstvie na základe bohatej makrofauny, hlavne pektiníd do egenburgu. Jeho hrúbka predstavuje 100–150 m.

Zoznam makrofauny, hlavne z lokalít Vaňovce, Podkylava, Krajné a Bukovec je uvádzaný vo Vysvetlivkách k listu Gottwaldov 1:200 000 (T. BUDAY et al. 1963, str. 138). Ďalej sa tu uvádza, že ide o litorálny ráz sedimentov a o normálnu salinitu vôd.

Mikrofauna foraminifer bola získaná z ílovcových polôh tohto súvrstvia. I. CÍCHA (1957–1958 in T. BUDAY et al. 1963, str. 149, 140), ktorý spracúval túto faunu, uvádza, že vápnitý bentos v asociáciách foraminifer prevláda.

Táto transgresívna litofácia v okolí Podbranča prechádza do tzv. chropovského vývoja (T. BUDAY et al. 1963). Prevládajú v ňom klastické vápence až klastické piesčité vápence s obsahom klastických karbonátových zrn až 98 %. Podľa analýz J. BREŽNÉHO (in T. BUDAY et al. l.c.) prevládajú v klastických zrnách karbonáty, podradnejšie sa vyskytuje aj kremeň, rohovec, akcesoricky draselné živce, oligoklas, muskovit, pyrit a ojedinele glaukonit. Tmel je hlavne karbonátový. Pieskovce sú väčšinou lavicovité alebo doskovité, miestami nedokonale vrstevnaté.

13 Pieskovce a piesky s polohami zlepenčov – egenburg

Hrubozrnné pieskovce s polohami zlepenčov. Zlepence sa striedajú, prípadne vertikálne, miestami i laterálne prechádzajú do pieskovcov, inde zasa do pieskov a v tomto vývoji tvoria hlavnú horninu. Pieskovce, tvoriace hlavne vložky v zlepenchoch, sú svetlosivé, alebo krémové, strednozrnné až hrubozrnné, väčšinou masívne alebo hrubolavicovité, s úplnou prevahou karbonátových zrn s karbonátovým tmelom. Miestami prechádzajú do piesčitých klastických vápencov, ktorá sme už uviedli. Najmä vo vyšších častiach súvrstvia prevládajú svetlosivé alebo modrosivé, žlté a hnedo vetrajúce, jemno- až strednozrnné pieskovce (tab. III, obr. 1, 2). V klastických zrnách prevládajú karbonáty, podradnejšie sa vyskytuje kremeň a rohovec, akcesoricky draselné živce, oligoklas, muskovit, pyrit a ojedinele aj glaukonit. Tmel je prevažne karbonátový, už menej ílovito-karbonátový. Tieto pieskovce sú väčšinou lavicovité až doskovité, miestami sú nedokonale vrstevnaté a časté sú rozpadavé úseky.

Ďalej sa nachádzajú slabo spevnené, sivé až zelenosivé, silne slienité piesky až rozpadavé pieskovce, prechádzajúce do silno piesčitých až silno hrubopiesčitých, slabo spevnených vápnitých ílovcov. Boli zistené iba ojedinele na Myjavskej pahorkatine, t.j. v okolí Kostolného, Vaňoviec, Podkylavy a Krajného.

Makrofauna bola najnovšie spracovaná P. ČTYROKÝM (1959) najmä z lokalít Vaňovce, Podkylava a Krajné.

Mikrofauna sa našla v pieskovcoch rôzneho zrna, najbohatšie asociácie sú však v rozpadavých slienitých pieskovcoch až piesčitých vápnitých ílovcov.

Mikrofauna pieskovcov býva celkom chudobná, vzorky sú často sterilné; v asociáciách prevládajú najmä cibicidy, elfície a miestami niektorá aglutinancia. Ako príklad uvádzame mikrofaunu pieskovcov od Krajného, kde I. CÍCHA (in P. ČTYROKÝ 1959) udáva *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Elphidium crispum* (L.), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *C. sp.*, *C. lobatum* (WALK et JACOBS), *Glandulina tuberculata* D'ORB. a úlomky ostňov spatangoidných ježoviek.

Mikrofauna slienitých pieskovcov a vložiek piesčitých slieňovcov je bohatšia. Obsahuje už celý rad foriem typických pre spodný miocén. Najbohatšie a najtypickejšie fauny tejto fácie boli nájdené najmä v okolí Pod-

kylavy, Kostolného a Chalupy (I. CICHA 1958) a poukazujú ešte na egenburg.

Hrúbka sedimentov tohto vývoja predstavuje v priemere okolo 40 m, maximálne až do 80 m.

12 Ílovce a vápnité pieskovce – egenburg–otnang?

Skúmaná fácia je v oblasti regiónu rozšírená v jeho západnej časti, a to v širšom okolí Podbranča a Bukovca.

Vyvíja sa pozvoľne z podložných pieskovcov, kde úplne prevládajú pelitické horniny. Vložky tenkolavicovitých pieskovcov sú pomerne vzácne. Prevládajú sivé, slabo až strednopiesčité sľudnaté, nedokonale vrstevnaté, polopevné vápnité ílovce. Miestami sa vyskytujú hniezda alebo tenké laminy sľudnatého piesku. Podľa analýz J. BŘEZINU (1959 in T. BUDAY et al. 1963) piesčitéy materiál tvorí v pelitoch 25 %.

Pozostáva hlavne z detritických karbonátov a kremeňa, hlavným ílovým minerálom je montmorillonit. Vo vyšších polohách prevládajú ílovce a ílovité bridlice. Pelity sú bohaté na mikrofaunu, ktorú skúmal hlavne I. CICHA (1959 in T. BUDAY 1963) a zaradil toto súvrstvie do egenburgu. Najvrchnejšie časti súvrstvia sú na mikrofaunu sterilné a predpokladáme, že môžu zasahovať do otnangu. Hrúbka sa odhaduje na 100 m.

Druhý cyklus sa začína faciou jablonických zlepcov s exotickým materiálom, ktorá leží transgresívne na egenburských sedimentoch priamo na mezozoiku.

11 Jablonické zlepence s exotickým materiálom – karpát

Ide o zlepence, ktoré sú polymiktné, väčšinou netriedené, nevrstevnaté, pričom valúny sú dobre opracované. Podľa analýz J. BŘEZINU (in T. BUDAY 1963) jablonické zlepence obsahujú podstatne menej karbonátov ako egenburské zlepence. Obsahujú 65–80 % mezozoických vápencov, kremeň, kremence, rohovec, porfyroidy, sericitické bridlice, kriedové a paleogénne pieskovce, žuly, fylity a báziká. Podľa M. KOVÁČA (1985, 1986) ide o molasový typ sedimentov, prevažne riečneho pôvodu. Ich zdrojová oblasť bola na SZ a SV a počas sedimentácie vytvárala deltovo-aluviálne kužele. Petrograficko-mikrofaciálnu analýzu jablonických zlepcov, ako aj interpretáciu ich zdrojových oblastí vykonal M. MIŠÍK (1986).

Smerom do nadložia jablonické zlepence prechádzajú do polymiktných pieskovcov, ktoré sú modrosivé, zvetrávajúce do hnedá. Sú jemno- až hrubozrnné, hrubozrnné sú pevnejšie, jemnozrnné sú rozpadavé. Pieskovce obsahujú často muskovit a ich materiálové zloženie zodpovedá jemnejším odrodám zlepcov s väčším obsahom kremeňa.

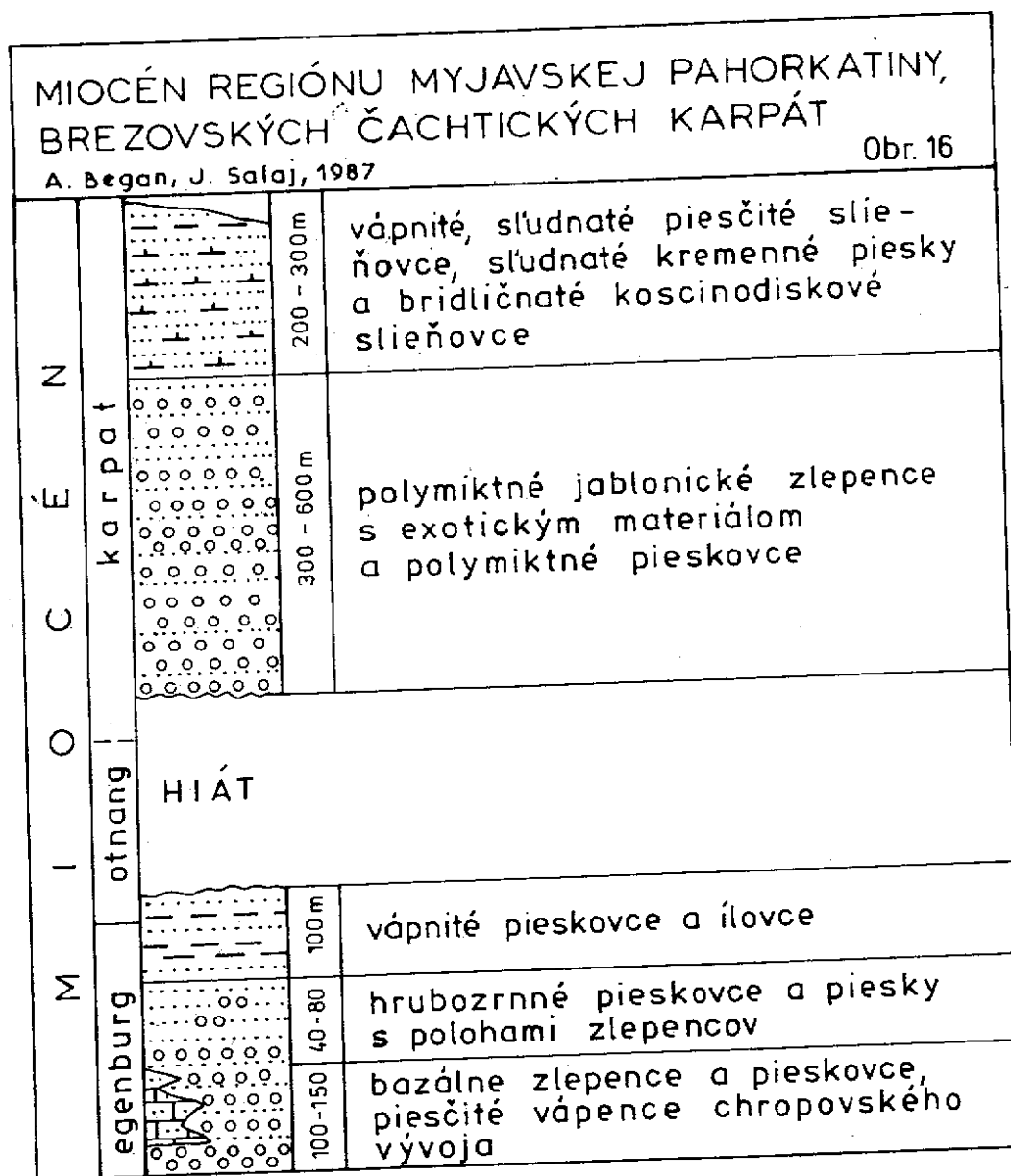
Zlepence i pieskovce sú na faunu veľmi chudobné. Makrofauna sa na území regiónu nenašla; mikrofauna, ktorú uvádza I. CICHA (1955) in T. BUDAY et al. (1963), je veľmi chudobná, jej zloženie poukazuje na karpatský vek. Hrúbka súvrstvia je 300–600 m.

10 Slieňovce a vápnité pieskovce – karpát

Ide o pomerne monotónnu faciú sivých a zelenosivých do žltá zvetrávajúcich, jemne sľudnatých, piesčitých, lastúrnate odlučných rozpadavých, vrstevnatých vápnitých slieňovcov. Sú slabo spevnené, obsahujú 1–10 cm

hrubé vrstvy svetlosivých, jemnozrnných slúdnatých kremenných pieskov. Časté sú polohy pieskovcov, avšak slieňovce prevládajú nad pieskovcami. Podľa I. CICHU (1959 in T. BUDAY et al. 1963) pelitické súvrstvie je na mikrofaunu veľmi bohaté a potvrdzuje jeho karpatský vek. Hrúbka tohto súvrstvia je 200–300 m.

Súčasťou tohto súvrstvia sú aj tzv. koscinodiskové bridlice. Sú to prevažne svetlé zelenosivé, veľmi pevné, tenko vrstevnaté až bridličnaté ílovce. Typické je miestne silné prekremenenie, ktoré je spôsobené prítomnosťou schránok rozsievok s vulkanickou prímесou.



V. KVARTÉR

Kvartérne sedimenty zaberajú na skúmanom území veľké rozlohy. Stretávajú sa s nimi vo všetkých morfológicky výrazných oblastiach – stredohorskej, ku ktorej pričleňujeme Čachtické, Brezovské a Biele Karpaty, v pásme styku medzi stredohorskou oblasťou a nížinami a v oblasti nížin.

1 Fluviálne sedimenty údolných nív – holocén

S týmto typom kvartérnych sedimentov sa stretávame jednak v údoliach pravostranných prítokov Váhu – Kamečnice, Klanečnice a Bošáčky, hlavne však v údolnej nive Váhu.

Sedimenty údolných nív spomínaných potokov tvoria takmer výlučne dobre alebo slabo opracované štrky pieskového materiálu z flyšového pásma, na ktorých ležia hlinito-kamenité a hlinité pokryvy.

Fluviálne sedimenty v poriečnej nive Váhu sú tvorené pestrejším materiálom, hrúbka ktorých sa na skúmanom území pohybuje okolo 15 m.

Na báze fluviálnej série sa nachádza horizont prevažne pieskoštrkov, s valúnmi do 30 cm. Z petrografického hľadiska sú (E. HORNÍŠ 1956) dominujúcou horninou žuly 35 %, vápence 23 %, kremeň a kremence 21 %, pieskovce 15 %, bazické vyvreliny 2,9 %, ruly 1 %, dolomity 1 % atď. Vyššie je bez výraznejšieho prechodu horizont, v ktorom prevláda piesčitý materiál (strednozrnný i hrubozrnný) s prímiesou drobných valúnov. Ďalšia časť fluviálnych sedimentov je zastúpená jemnoprachovitými pieskami a hlinitými pieskami.

Na povrchu sa nachádzajú sedimenty nivnej fácie, vývoj ktorých súvisí podobne ako vývoj sedimentov facií príbrežných valúnov s hydrodynamickým režimom toku v období povodňových stavov. V nivnej fácií prevládajú piesčité hliny, striedajúce sa s prachovými pieskami. Okrem toho sú na povrchu aj mŕtve ramená v rôznych štádiách vývoja, zaplnené ílovitým materiálom, hrúbka ktorých dosahuje až 3 m.

2 Organogénne sedimenty: sladkovodné vápence (travertíny) pleistocén – holocén

Tento typ kvartérnych sedimentov je na území regiónu zastúpený len v okolí Hradišťa pod Vrátnom. Vytvárajú svahovú, kaskádovitú formu s maximálnou hrúbkou nad 10 m. Vznikajú činnosťou prameňov, vytekajúcich z triasových vápencov a dolomitov. Obsahujú šošovky sypkých polôh, na povrchu s pôdami typu terra-rossa. Podľa malakofauny a flóry, spodná časť travertínu je staropleistocénna a strednopleistocénna, časť je z risiko-würmského interglaciálu a najmladšia časť je holocénna (J. KOVANDA 1971).

3 Fluviálne sedimenty: piesčité štrky (terasy) – pleistocén

Výskyt kvartérnych pleistocénnych terás sme zistili na povrchu v svahoch potoka Bošáčka na oboch brehoch jej prvého úseku.

Štrkové náplavy uvedeného potoka vytvárajú pri Trenčianskych Bohuslaviciach málo výraznú terénnu hranu, ktorá zrejme vznikla laterálnou eróziou Váhu.

Štrkové náplavy je možné dobre pozorovať v odkryve za dedinou pri starom cintoríne. Celkovo tu prevláda materiál Bielych Karpát, teda sivé prípadne hrdzavé pieskovce, pričom ide o väčší materiál s priemerom 30–40 cm, zväčša slabo opracovaný.

Vek tejto terasy odhadujeme superpozične. Sú na nej uložené sprašové sedimenty značnej hrúbky, ktoré môžu byť würmského, prípadne aj riského veku, preto aj terasu zaradujeme do risu.

Okrem tejto terasy na skúmanom území upozornil na prítomnosť terás Váhu I. VAŠKOVSKÝ (1970, 1971). Dokázané boli vrtnými prácami v podloží sprašových sedimentov medzi tehelnou pri Mnešiciach a údolnou nivou Váhu. Ide o dve terasy, ktoré vyššie menovaný autor (l.c.) zaraduje k tzv. stredným terasám Váhu. Tieto ležia vo výške maximálne 10 m nad údolím Váhu.

Vek terás je rozdielny. Mladšia, ktorá leží v podloží riských spraší, patrí zrejme k staršiemu risu, terasa ležiaca vyššie, v podloží spraší mindeľu a pochovaného horizontu interglaciálu gūnz–mindel, je zrejme staršia a patrí asi do obdobia gūnz–donau.

Okrem týchto štrkových terás sa vymedzuje v skúmanom území na pravej strane údolia Váhu ešte terasa, ktorú možno sledovať od Štvrťka nad Váhom po Trenčianske Bohuslavice, potom pri Novom Meste nad Váhom a odtiaľ pokračuje na juh. Táto terasa je tvorená na povrchu sprašou a preto ju M. LUKNIŠ (1946) označil ako pseudoterasu (tzn., že jej genéza sa spája s akumuláciou spraše, prípadne do nej splavovaných hlien a sutín a s laterálnou eróziou Váhu v holocéne).

Zistenie spomenutých terasových stupňov v podloží sprašových komplexov pri Mnešiciach dalo podnet na skúmanie polohy podložia pod sprašovými pokryvmi v oblasti Trnavskej pahorkatiny, teda aj pod pseudoterasou, alebo sídelnou terasou na východnom okraji Nového Mesta nad Váhom, kde bola zistená piesčito–štrková akumulácia, ktorá by mohla byť tiež predmladoriského veku.

4 Eolické sedimenty: spraše, sprašovité hliny – pleistocén

Tieto sedimenty na opisovanom území majú veľké rozšírenie. Stretávame sa s nimi jednak v nížinných oblastiach, na styku údolnej nivy Váhu a východných výbežkoch Malých Karpát, medzi Haluzicami a Novým Mestom nad Váhom, ako i na svahoch a zarovnaných nivách spomínaných predhorských výbežkov.

Sedimenty majú svetložlté, prípadne hnedé zafarbenie a rozličné vzájomné prechody, čo zapríčiňuje ich nerovnomernú vlhkosť, nahromadenie humusu, rôzne fyzicko–chemické procesy a tiež matečné horniny.

Pre spraše je charakteristická zdanlivá nevrstevnatosť s typickou stĺpcovitou odlučnosťou. Pri detailnom štúdiu však je možné pozorovať vrstevnatosť s rozdielnym stupňom výraznosti, viditeľné sú len makroskopicky.

Svojrázna povaha sprašového súvrstvia podmieňuje vznik rôznych mor-

fologických foriem, predovšetkým výmoloŕov a úvozov, ktoré samotné už identifikujú prítomnosť sprašových hornín.

Spraše na skúmanom území ležia obvykle bezprostredne na predkvartérnych útvaroch, bez viditeľného prechodu a s ostrým ohraničením. Takýto stav je všade tam, kde podložie, najmä vo vyšších polohách, tvoria vápence, prípadne dolomity. V okrajových častiach vážskeho údolia sa sondážnymi prácami pri Mnešiciach zistilo (I. VAŠKOVSKÝ 1970), že spraše spočívajú i na kvartérnych štrkoch strednej vážskej terasy, ale aj na terasových štrkoch rieky Bošáčky pri Trenčianskych Bohuslaviciach. V jednom výmole pri Dolnom Srní spraše spočívajú na tzv. nehumusovom type fosílnej pôdy – červenozeme, ktorá v hrúbke asi 2 m leží na dolomitovom podloží.

Pri tvorbe sprašového súvrstvia zohrala rozhodujúcu úlohu činnosť vetra (J. ŠAJGALÍK 1962), no značný podiel na ich tvorbe mali aj procesy sklonov, a to predovšetkým kongeliflukcia.

Spraše sú horniny silne vápnité, často sa v nich nachádzajú konkrécie uhličitanu vápenatého – cicvary, zatiaľ čo sprašové hliny sú len málo vápnité alebo sú úplne odvápnené.

Vo svojom zrnitostnom zložení sú spraše charakterizované vysokým obsahom prachu, podiel ktorého pri sprašových hlinách klesá a zvyšuje sa obsah ílovitých častíc. Obsah piesčitej frakcie je niekedy dosť bohatý, takže je možné označovať sprašové zeminy ako jemnopiesčité.

Na základe chemických analýz môžeme konštatovať, že v sprašiach je popri kremeň, obvykle nad 60 %, dominantnou súčasťou CaO – 9 %. Chemické zloženie cicvarov je na základe orientačnej analýzy nasledovné: CaO = 52,17 %, MgO = 1,81 %, SiO₂ = 1,25 %, Al₂O₃ = 0,60 %, Fe₂O₃ = 0,31 %.

Pre komplexy spraší sledovaného územia sú charakteristické výskyty fosílnych pôd, hlavne pre spraše pokrývajúce pahorkatiny, resp. stredný terasový stupeň, ktoré sa často združujú do celého súvrstvia. Takéto združené súvrstvia sú označované ako pôdne komplexy (PK). Fosílna pôda majú veľký význam, pretože sú uznávané ako citlivý indikátor fyzikálno-petrografického prostredia v minulosti a sú rovnako spoľahlivé ako fauna a flóra. S fosílnymi pôdami sa stretávame v opustenej tehelni pri Mnešiciach a v odkryve Hradlo – Búdy pri novomestskej hydrocentrále.

Stratigrafické zaradenie sprašových sedimentov skúmaného územia odvodzujeme z poznatkov dnes už klasickej lokality – mnešickej tehelne – v obci Mnešice na jv. cípe vrchu Turecko (tab. XII, obr. 2).

Stratigrafia tejto lokality je výsledkom jednak poznatkov pedologických a paleontologických, ale aj archeologických výskumov, ktoré dávajú spolu dostatočné podklady pre ďalšie skúmanie týchto javov.

Na základe uvedených poznatkov a vrtných prác vymedzili sa tu viaceré pôdne typy a stratigrafické stupne (I. VAŠKOVSKÝ 1970, 1971; J. ŠAJGALÍK 1964; J. KUKLA – V. LOŽEK – J. BARTA 1961).

J. Bárta zistil pozostatky hmotnej kultúry človeka v piatich, nad sebou ležiacich polohách. Najmladšia industria je gravetská, ktorá leží na povrchu paraautochtónnej pôdy interštadiály W_{2/3}. Pod ňou sa nachádzajú industrie szeletské v interštadiály W_{1/2}. Pod szeletom vystupuje mousterien na báze humóznej škvrnitej pôdy a pod mousterienom vystupujú protolitické industrie v PK IV. Mladšie industrie levallciské sa nachádzajú pri povrchu PK IV, staršie clactonské na báze PK IV (J. KUKLA – V. LOŽEK – J. BARTA 1961. Tento profil, datovaný paleolitickou industriou je veľmi dôležitý z toho hľadiska, že vyracia staršie názory archeológov, ktorí tvrdili, že na skúmanom území sa starší paleolit nenachádza. Okrem toho sú nálezy dôležité aj preto, že boli zistené v priamej superpozícii in situ, teda na prvotných náleziskách.

Zo stratigrafického hľadiska je veľmi dôležité zistenie interglaciálneho spoločenstva mäkkýšov, ktoré tu boli nájdené v dvoch polohách.

Prvá poloha bola zistená na báze PK III. Ide o typické interglaciálne spoločenstvo a V. LOŽEK (in J. KUKLA — V. LOŽEK — J. BÁRTA 1961) udáva tieto druhy: *Pagodulina pagodulina* (DESM.), *Mastus cf. bielzi* (KIM), *Laciniaria stabilis* (L. PFR.), *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Soosia diodonta* (FÉR.) a *Helicigona banatica* (ROSSM.).

Táto banatitová fauna predstavuje spoločenstvo, ktoré žilo v miešanom listnatom lese v teplejšej a vlhkejšej klíme, ako je dnes.

Pod touto interglaciálnou tanakocenózou sa nachádza typická striatová fauna z mierne studenej sprašovej etapy.

Na povrchu PK IV sa nachádza spoločenstvo fauny, ktoré žilo v mierne studenej etape, prípadne až v sprašovej stepi a vyskytujú sa tu aj druhy, ktoré vyžadovali teplejšie pomery. Podľa V. Ložeka tu ide o fauny okrajových fáz teplých období, prípadne začiatkovej fázy studeného obdobia.

V bezprostrednom podloží PK IV sa nachádza typické interglaciálne spoločenstvo, ktoré má obdobné znaky ako spoločenstvo na báze PK III, ale časť vlhkomilných druhov, a to predovšetkým *Perforatella bidentata* (OMEL) je väčšia a z interglaciálnych druhov sa tu vyskytujú predovšetkým: *Helicigona banatica* (ROSSM.), *Cochlodina laminata* (MTG.) a *Aegopinella minor* (STAB.). Toto spoločenstvo poukazuje na vlhké teplé obdobie (porov. J. KUKLA — V. LOŽEK — J. BÁRTA 1961).

Stratigraficky sa sprašové sedimenty teda začleňujú od mindelu po würm.

Za najstarší sprašový horizont sa považujú spraše, ktoré ležia na PK V a začleňujú sa do mindelu. Spraše na PK IV sa považujú za riské a tie, ktoré ležia na PK II a III za würmské.

Pôdne komplexy od PK V do PK I sa začleňujú do interglaciálu gүнz-mindel, mindel-ris a ris-würm. Hrúbka sprašových sedimentov tu dosahuje 20 m.

5 Deluviálne sedimenty: piesčito-hlinité — kvartér nečlenený

Značná členitosť územia mapy ovplyvňuje aj transport zvetralín smerom do nižších polôh. Vplyv tiaže sa tu dnes prejavuje dvoma formami pohybu, a to tzv. zliezaním zvetralín a oplachovaním svahov. Dôležitým činiteľom transportu zvetralinového pláštia v podmienkach periglaciálnej klímy boli kongeliflukčné procesy. Výsledkom všetkých týchto procesov sú dnes uloženy svahových hĺn, ktoré vyplňajú depresie skalného podložia a staršie erózne formy. Hromadia sa na úpätiach strmších svahov, alebo pokrývajú miernejšie svahy po celej ich dĺžke. V dôsledku rýchleho faciálno-litologického striedania podložných hornín nemajú svahové hliny vyhranení charakter a platí o nich to isté čo o eluviálnych uloženinách, že totiž ich skladba je závislá od skalného podložia.

6 Deluviálne sedimenty: sutinové kužele — kvartér nečlenený

Stretávame sa s nimi na dvoch miestach pri vyústení niektorých menších bočných údolí z horských oblastí do údolia Váhu alebo väčších dolín. Náplavové kužele sú pomerne malé, zložené sú z hrubozrnného materiálu, slabo opracovaného, pomiešaného s piesčitým materiálom a hlinou.

Kužele sa vytvorili v suchých údoliach a ožívajú sa len počas veľkých búrok prívalovými vodami, ktoré berú so sebou veľké množstvo materiálu

a ukladajú ho obvykle po celej ploche kužeľa, hlavne v jeho dolnej časti. Predpokladáme, že kužele patria do jednej generácie a vytvorené boli počas holocénu.

7 Deluviálne sedimenty: zosuny

Na skúmanom území neboli zistené zosuny väčších rozmerov, čo je podmienené fyzikálno-technickými vlastnosťami hornín skalného podkladu.

Zosuny menších i väčších rozmerov sú tu viazané na slienitejší vývoj albského a magurského flyšu, kde dochádza k hromadeniu vody, ktorá presakuje z kvartérnych sedimentov a tým zároveň dochádza k premočeniu styčnej plochy, k zmenšeniu trenia a k vzniku zosunov. Väčšinou ide o plošné zosuny svahových uloženín s malou hrúbkou. Hrúbka zvetralinového plášt'a tu nepresahuje 2 m. Zosuny sa vyskytujú na nezalesnených, porastom nespevných strmších svahoch, kde sa morfológicky prejavujú iba zvlnením povrchu terénu, alebo ide o dlhšie úzke zosuny prúdového charakteru.

8 Eluviálno-deluviálne sedimenty: hlinito-kamenité – kvartér nečlenený

Zvetralinový plášt' sa na mieste svojho vzniku s väčšími hrúbkami ako 1 m zachoval len na plochých chrbtoch svahov, sedlách a miernych depresiách. Zloženie zvetralinového plášt'a závisí od charakteru podložných hornín. Tvoria ho prevažne hliny, alebo hlinito-kamenité sedimenty.

VI. VÝSLEDKY GEOFYZIKÁLNYCH VÝSKUMOV A REINTERPRETÁCIA STAVBY ÚZEMIA NA ZÁKLADE NOVŠÍCH POZNATKOV

V predmetnej oblasti sa robili, resp. sem zasahovali geofyzikálne práce v rámci prieskumu sv. časti viedenskej panvy a príslušného pásma flyšových a vnútorných Karpát. Čo do počtu, najviac sa realizovali seizmické a gravimetrické merania. Ostatné metódy geofyzikálneho prieskumu boli použité v menšom rozsahu.

GRAVIMETRIA

V rokoch 1954 až 1958 bol i v tejto oblasti realizovaný tiažový prieskum pre účely zostavenia štátnej gravimetrickej mapy 1:200 000, kde výsledky boli interpretované regionálne. Rozbor týchto prác vykonali v roku 1958: J. IBRMAJER, J. DOLEŽAL a L. MOTTLOVÁ, kvalitatívnu interpretáciu podal J. DOLEŽAL (1964).

Okrem regionálneho merania sa urobilo aj detailné tiažové meranie (J. DOLEŽAL — F. HADAMOVSÝ 1963), výsledkom ktorého bola mapa Bouguerových anomálií a odvodené mapy. Detailné tiažové merania pokračovali v roku 1973 v širšom okolí Nového Mesta n/Váhom (J. ODSTRČIL, J. HROMEČ 1974). Anomálne tiažové pole bolo podrobené geologickému výkladu z hľadiska regionálneho i detailného. Na toto meranie nadväzoval prieskum v roku 1974 v oblasti Trenčína (J. HROMEČ, J. ODSTRČIL a kol. 1975). V rokoch 1975—1976 bola vypracovaná jednotná interpretácia tiažových podkladov viedenskej panvy a príslušného úseku vnútorných a flyšových Karpát (Č. TOMEK a kol. 1976). Urobila sa odkrytá tiažová mapa viedenskej panvy a urobila sa jej tektonická interpretácia.

V uvedenej oblasti je rozsiahla kladná tiažová anomália, rozprestierajúca sa medzi Myjavou, Drietomou, Čachticami a Dolnou Krupou. Regionálne pole tejto oblasti odráža vplyv hlbokých štruktúrnych elevácií megaantiklinoriálnej fatro-tatranskej sústavy (Čachtické pohorie).

Juhozápadná časť bradlového pásma, od Sobotišťa po Lubinu leží nad úzkou zápornou anomálnou zónou a v jej tesnej blízkosti na JV je sprevádzaná kladnými lokálnymi anomáliami. Spoľahlivý výklad anomálií je ťažko podať. Dá sa predpokladať, že horniny bradlového pásma nemajú zásadný vplyv na anomálne tiažové pole (J. ODSTRČIL — J. HROMEČ 1974). V brezovskej depresii je možné podľa anomálneho tiažového poľa sledovať morfológicko-tektonické štruktúry na predvrchnokriedovom podloží a zároveň aj litologické zmeny vnútri výplne depresie. Juhovýchodné ohraničenie depresie vytvára kryha Klenovej. Východne od Brezovej pod Bradlom je záporná tiažová zóna.

V tiažovom poli sa výrazne prejavuje dobrovodská depresia s podkylavskou synklinálou.

Severovýchodná časť vnútorného bradlového pásma (od Lubiny na SV) je

charakterizovaná členitou kladnou tiažovou zónou, tvorenou kladnými i zápornými lokálnymi anomáliami.

Južná časť Čachtického pohoria vyvoláva výraznú kladnú anomáliu jv. od Podkylavy. Smerom na SV je charakter tiažového poľa ovplyvnený priečnymi zlomami, resp. zápornou zónou pri Novom Meste n/Váhom.

SEIZMIKA

Daná oblasť sa nachádza v priestore, ktorý bol často zmeraný refrakčnými i reflexnými seizmickými metódami. Vedú cez ňu refrakčné profily 100R/73 a 102R/73, ktoré boli zmerané a spracované J. JARÝM, J. HROMCOM a M. NOVOTNÝM (1974). Uvedené profily riešili štruktúrnu stavbu hlbších formácií vnútrokarpatských jednotiek a povrchu kryštalinika. Refrakčným seizmickým meraním bola overená napr. megaantiklinálna stavba hrastového typu – Čachtické pohorie. Ďalej boli v tejto oblasti zmerané profily 108R/75 (V. BARTOŠ a kol. 1977), 94R/69 (A. HRDLIČKA a kol. 1970) a 94R/71 (M. HRDLIČKA a kol. 1972).

Výsledky meraní umožňujú sledovať neogénne podložie, úložné pomery neogénnej výplne, regionálne riešiť tektoniku, stanoviť rozšírenie brezovskej série a na sz. výbežku naznačujú priebeh rozhrania kryštalinika.

Od roku 1969 sa začala používať v reflexnej seizmike metóda spoločného reflexného bodu (SRB), ktorá prináša väčšie možnosti spojitej korelácie seizmických rozhraní. Napr. profil 100/73, meraný touto metódou po trase refrakčného profilu 100R/73 rieši stavbu brezovskej depresie a veporidných jednotiek (A. KOCÁK – S. MAYER a kol. 1973).

V rokoch 1971–1972 bola v slovenskej časti viedenskej panvy doplnená sieť profilov a na báze neogénu a brezovskej série boli zostrojené časové a štruktúrne schémy. V roku 1972 bol zmeraný profil 94A/72 (J. HROMEC – S. MAYER – J. ODSTRČIL a kol. 1973).

Najnovšie boli všetky tieto profily prehodnotené a údaje z nich súhrnne spracované v práci G. PLÍVU – V. KLÍMKOVEJ (1980).

Na profile 94R/71 v priestore križovania sa s profilom 100R/73 je interpretované rozhranie s hraničnou rýchlosťou $6\ 600\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, ako povrch kryštalinika so stupňom v oblasti bradlového pásma.

GEOMAGNETIKA

Súbor starších pozemných geomagnetických i aeromagnetických meraní vykonali v roku 1958: J. IBRMAJER – J. DOLEŽAL a L. MOTTLOVÁ.

Ďalšie geomagnetické meranie bolo vykonané v roku 1962 (O. MAN – J. JARÝ – A. ULOŽNÝ 1963), kde sa podal kvalitatívny výklad geomagnetického poľa. Jeho charakter v tejto oblasti je monotónny.

V roku 1972 (J. HROMEC – J. ODSTRČIL a kol. 1973) sa uskutočnil geo-

magnetický prieskum v menšom rozsahu, keď v rámci gravimetrického merania vo flyši a vnútrokarpatských jednotkách bola určená Z-zložka pozdĺž seizmického profilu 94R/71.

GEOELEKTRIKA

Tieto geofyzikálne merania boli obmedzené na plošne malé lokality. Najväčší rozsah malo meranie metódou vertikálnej elektrickej sondáže (VES) v piešťanskom zálive, siahajúce až k Nového Mestu n/Váhom (D. ZAVŘELOVÁ 1968). Výsledkom je štruktúrna schéma hlavného geoelektrického horizontu, ktorý je interpretovaný ako predneogénne podložie panvy.

V roku 1970 sa realizovali merania v oblasti senického výbežku (D. ZAVŘELOVÁ – A. KOCÁK 1971) s cieľom sledovať rozhranie neogén-flyš. Výsledky prispeli k objasneniu tektonickej stavby v čiastkových oblastiach, zvlášť v plytkých okrajových pásmach viedenskej panvy.

Z geofyzikálnych meraní sa v tejto oblasti ešte realizovala seizmokarotáž a vertikálne seizmické profilovanie na hlbinnom vrte Lubina-1 v roku 1976–1977 (J. PERNICA – V. FÍLKOVÁ 1977).

REINTERPRETÁCIA VÝSLEDKOV Z VRTU Lu-1

Z hľadiska výskytu ložísk ropy a zemného plynu z perspektívneho územia pribradlovej zóny v úseku Myjava – Hrabové – Vrzávka – Zemianske Podhradie – Zabudišová. Ako najvýhodnejší sa javí úsek Hrabové – Vrzávka – Zemianske Podhradie. Je tvorený pomerne plytkou antiklinoriálnou štruktúrou z jurských až aptských vápencov a slieňov spolu s albsko-turónskymi flyšovými sedimentmi pásma Vrzávky, ktoré J. SALAJ – A. BEGAN (1983) pričlenili k drietomskej sekvencii. Geologický rez z tejto časti územia je znázornený na obr.17.

Z južnej strany je štruktúra drietomskej sekvencie ohraničená výrazným lubinským zlomom, podľa ktorého kryha Lubina-Vaňovce je poklesnutá asi o 3 500 m, a preto ju vrt Lu-1, hlboký 3 235 m nezasiahol. Uhl'ovodíky, zachytené v uvedenom vrte by mali mať pôvod z tohto mezozoika. Výrazný pokles pribradlovej zóny, tvorenej drietomskou sekvenciou v podloží kriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny pokračuje od Jablonky ďalej severozápadným smerom. V oblasti Bukovca, kde vystupujú už okrajové neogénne sedimenty viedenskej panvy, je toto ponorenie zrejme už najväčšie (5–6 tisíc metrov).

Pri posudzovaní možnosti výskytu ložísk ropy a zemného plynu berieme do úvahy nielen výsledky regionálneho mapovania v tejto oblasti a poznatky o priaznivom paleogeograficko-tektonickom vývoji územia (J. SALAJ 1966, M. MAHEĽ et al. 1970, B. LEŠKO – A. BEGAN et al. 1973), ale aj výsledky interpretácie z hlbokého vrtu Lubina Lu-1 (B. LEŠKO et al. 1978).

V tomto vrte je prehľadný vrstevný sled nasledovný:

- 0-1 876 m flyšoidné súvrstvie paleocén–spodný eocén v centrálnokarpatskom vývoji
 1 876-2 706 m slienité, škvrité vápence, sliene a piesčité sliene albu až spodného cenomanu manínskej jednotky
 2 706-3 236 m flyš magurského paleogénu.

V jeho podloží, asi od hĺbky 5 000 m sa má nachádzať mezozoikum helvetíd (B. LEŠKO et al. 1978, str. 42). Takáto interpretácia hlbinej stavby zodpovedá v podstate interpretácii G. WESSELEHO (1975) a G. WACHTELA-G. WESSELEHO (1981), podloženej hlbokým vrtom Berndorf-1 (6 020 m) v rakúskej časti pribradlovej zóny, situovanej medzi viedenskou panvou a flyšovou zónou.

K interpretácii hlbinej stavby tejto oblasti, na základe vrtu Lu-1, treba poznamenať, že sedimenty albu–spodného cenomanu interpretované ako manínske, treba preradiť do drietomskej jednotky preto, lebo v manínskej jednotke sa v apte–albe, nevyskytuje ani fácia škvritých vápencov, ani piesčité sliene, ani pieskovce vo vrchnom albe–spodnom cenomane. Vzhľadom na to, že vo vrte Lu-1 nebol zachytený mohutný komplex jursko–spodnokriedových sedimentov, vystupujúcich na povrch severovýchodne od lubinského zlomu, usudzujeme, že sa tento mezozoický komplex (vrátane triasu) môže vyskytovať i v hlbokom podloží kryhy Lubina–Kostolné. O výskute triasu by svedčil aj zistený výskyt uhľovodíkov vo vrte Lu-1, o ktorých musíme predpokladať, že migrovali práve z tohto triasu. Výskyt drietomského (=frankenfelského) mezozoika môžeme predpokladať v oblasti Lubiny, v hĺbke väčšej ako 3 300 m. Z tohto dôvodu výskyt splyneného magurského paleogénu vo vrte Lu-1 interpretujeme len ako šupinu (nie je vylúčené, že ide o šupinu centrálnokarpatského paleogénu, typu, aký vystupuje na Hodulovom vrchu).

V podloží tejto šupiny paleogénu okrem mezozoika drietomskej sekvencie (=frankenfelská; J. SALAJ–A. BEGAN 1983, resp. krížňanský šupinový systém s digitáciami – M. MAHEĽ 1979) možno vo vrte Lu-1 prípadne očakávať výskyt mezozoika lunszkého príkrovu, interpretovaného v podloží senónu a terciéru slovenskej časti viedenskej panvy ako lakšársky šupinový systém (R. JIRÍČEK 1981, F. NĚMEC 1981). Práve on je priamym pokračovaním frankenfelsko–lunzskeho šupinového systému z rakúskej časti viedenskej panvy.

V súvislosti s hlbinnou stavbou predmetného územia, ako aj československej časti viedenskej panvy ostáva otvoreným problémom interpretácia niektorých súvrství z vrtov, pričleňovaných k manínskej jednotke.

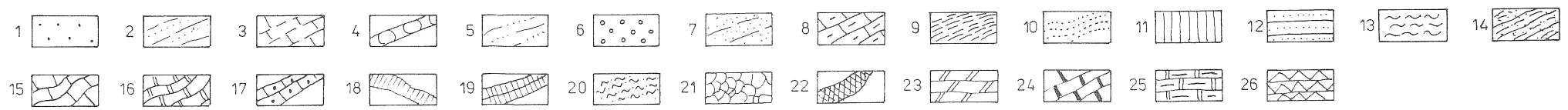
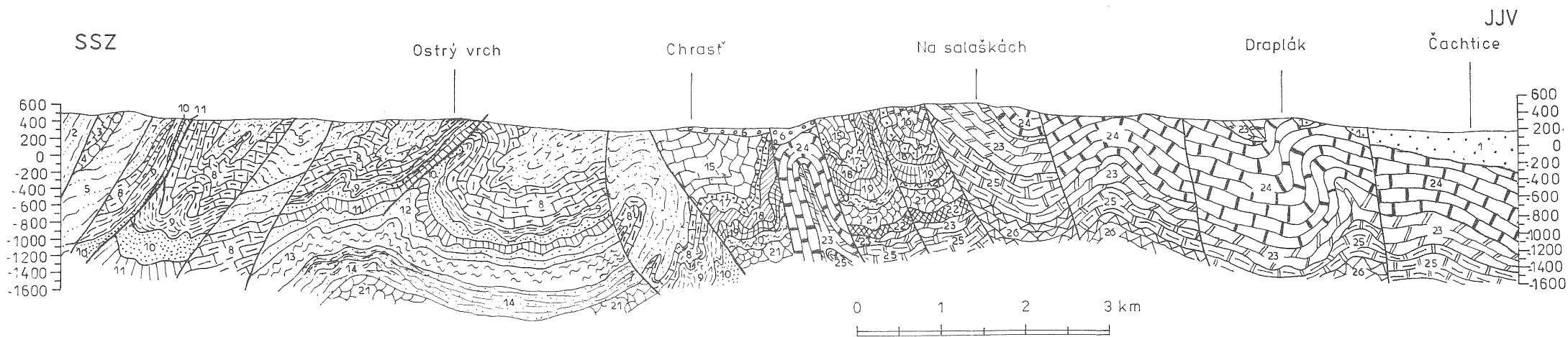
Keďže priamo z územia klasickej manínskej jednotky nepoznáme trias, bolo by veľmi žiadúce realizovať v blízkej budúcnosti vrt v spodnej kriede manínskej jednotky za účelom overenia vývoja triasu tejto jednotky. Je to dôležité aj preto, že do manínskej jednotky Myjavskej pahorkatiny sú priťahované súvrstvia, ktoré sa litologicky od klasickej manínskej jednotky odlišujú, a ďalej stredná krieda, interpretovaná ako manínska patrí aj v hlbokom podloží pribradlovej zóny vzhľadom na flyšový vývoj k drietomskej jednotke. V drietomskej jednotke je tiež problematická otázka dokazovania starších členov triasu v podloží spodnokriedových a jurských komplexov, pričleňovaných k drietomskej, prípadne manínskej a krížňanskej jednotke.

Na overenie hlbinej stavby pribradlovej zóny, a hlavne vyriešenia otázky, aký vývoj triasu je viazaný na drietomskú sekvenciu, je žiadúce realizovať jeden 2 000–3 000 m hlboký vrt pri Vrzávke (kryha medzi Lubinou a Zabudišovou). Zachytením triasu v tomto vrte by sa mohol overiť predpoklad, či drietomská jednotka zodpovedá frankenfelskej jednotke Severných Vápencových Álp a tým by sa dokázala jej nadväznosť na lakšársky šupinový systém, vystupujúci v podloží kriedy a terciéru československej časti vie-

Geologický rez cez Myjavskú pahorkatinu a Čachtické Karpaty

Obr. 17

A. Began, J. Hanáček, J. Salaj, 1984; upravil J. Salaj, 1987



Obr. 17 Geologický rez cez Myjavskú pahorkatinu a Čachtické Karpaty (A. Began, J. Hanáček, J. Salaj 1984; upravil J. Salaj 1987)
 1 – bazálne vrstvy egenburgu, 2 – flyšové pásmo, 3 – kysucká séria: titónsko-hoterivské vápence, 4 – rádiolarity a hľuznaté vápence keloveju-kimeridžu, 5 – senón rašovského vývoja, 6 – senón vývoja Bradla, 7 – klapkové pásmo – a hľuznaté vápence keloveju-oxfordu, 8 – vápence a sliené titónu-spodného aptu, 9 – hľuznaté vápence, kimeridž-spodný titón, 10 – rádiolarity, keloveju-oxfordu, 11 – škvŕnité slienité vápence, krinoidové vápence, bridlice, vyšší lias-bat, 12 – vápnnité pieskovce, rohovcové vápence, bridlice, spodný lias, 13 – bridlice, piesčité bridlice, lumachelové vápence rétu, 14 – keuper, 15 – nedzovský príkrov: kalové vápence a sliené, vrchný titón – valangín, 16 – kalové

vápence s rohovcami, vyššie s polhami barmsteinských vápencov, malm, 17 – červenkasté hľuznaté rohovcové vápence, doger-malm, 18 – krinoidové vápence s rohovcami, miestami červené hľuznaté vápence, ojedinele i piesčité vápence, lias-doger, 19 – dachsteinské vápence rifové a lagunárne, lumachelové vápence, norik-rét, 20 – červené bridlice s polhami dolomitov, karn-norik, 21 – hlavné dolomity (karn-norik) aj v drietonskej sekvencii, 22 – oponické vápence, karn, 23 – wettersteinské dolomity, ladin-kordevol, 24 – wettersteinské vápence, ladin-kordevol, 25 – schreyeralmské reiflinské vápence, stredný anis-kordevol, 26 – gutensteinské „annaberské“ vápence, anis

denskej panvy. Dôkaz prítomnosti triasu v tomto vrte by mal význam aj pre interpretáciu hlbínnej geologickej stavby kryhy Lubina-Kostolné v tej súvislosti, že by tu bola možnosť výskytu uhľovodíkov viazaných hlavne na dolomity vrchného triasu. To znamená, že by sme museli tento trias predpokladať v podloží magurského paleogénu, a to v hĺbke 4 000–5 000 v zmysle interpretácie B. LEŠKU a kol. (1978).

V druhom prípade neprítomnosť triasu v tejto časti územia (t.j. kryha Lubina-Kostolné a kryha Vrzávka-Zabudišová) by umožňovala tvrdenie (B. LEŠKO a kol. 1978) o výskyte ložísk uhľovodíkov v autochtónnom, resp. para-autochtónnom mezozoiku (=helvetidy) v podloží magurského paleogénu, ktorý sa naň presunul.

Podľa geologickej interpretácie refrakčne seizmického profilu 100R/76 (J. HROMEK in J. JARÝ a kol. 1978) mal by byť magurský paleogén bielokarpatskej jednotky na kryhe Vrzávka-Zabudišová dosiahnutý navrhovaným vrtom pri Vrzávke už v hĺbke 1 300–1 500 m. Seizmické merania a ich interpretácia na refrakčne seizmickom profile 100R/76, zachycujúcom v reze aj oblasť Vrzávky, vzhľadom na nízku kvalitu signálu umožňujú niekoľko interpretácii refrakčných rozhraní. Refrakčné rozhranie „A“, ktorým sa interpretuje povrch mezozoika je podľa J. BARTOŠA et al. (1977) s hraničnou rýchlosťou $v_H = 5.7000/s^{-1}$ v hĺbke 2,6 km, kým podľa J. REKTOŘÍKA a kol. (1979) je refrakčné rozhranie „A“ na úrovni 2 000–2 500 m. Refrakčné rozhranie „B“ (povrch kryštalinika) s hraničnou rýchlosťou $v_H = 6.500 m/s^{-1}$ je podľa J. BARTOŠA a kol. (1977) v hĺbke 4 500 m podľa J. REKTOŘÍKA a kol. (1979) v hĺbke 4 100 m. Z charakteru geologickej stavby územia a z poznatkov o nej získaných z vrtu Lubina-1 možno v súvislosti s vyššie uvedeným údajom z refrakcie seizmického profilu 100R/76 predpokladať, že podstatná časť triasu je od jury až spodnej kriedy drietomskej sekvencie skutočne odtrhnutá a už od hĺbky 1 300–1 500 (ako už bolo spomenuté) by sa mal vo vrte zachytiť magurský paleogén. V hĺbke 2 600 m by už mohlo byť mezozoikum, azda krížňanské (nie je vylúčený trias čiernovážskeho typu – drietomskej sekvencie), manínske, resp. tatrské, čo by bolo zaujímavé nielen z hľadiska výskytu uhľovodíkov, ale aj z hľadiska geologickej stavby územia. Z tektonického hľadiska by to svedčilo aj o pomerne značnom sávskom spätnom násune celého územia.

VII. PALEOGEOGRAFICKÝ A GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ MYJAVSKEJ PAHORKATINY, BREZOVSKÝCH A ČACHTICKÝCH KARPÁT

Na území regiónu kryštálické a paleozoické horniny na povrch nevystupujú. Poznáme ich len vo forme klastík, zastúpených v albských, mástrichtských, paleocénno-spodnoeocénnych a vrchnokarpatských zlepencoch.

Pre vývoj územia v triase nemáme v bradlovom a pribradlovom pásme priame dôkazy. Jedine na základe preukázaného vrchného triasu drietomskej sekvencie a na základe tektonickej pozície a jeho korelácie s frankenfelským mezozoikom môžeme predpokladať v bradlovom pásme, a to hlavne v jeho juhovýchodnej časti (kysucký čiastkový bazén) a v pribradlovom (t.j. drietomskom bazéne) vývoj triasu frankenfelskej sekvencie (A. TOLLMANN 1978), známej zo Severných Vápencových Álp (=?trias čiernovážskeho typu). Tento predpoklad by sa však žiadalo overiť vrtnými prácami. Najvhodnejším územím je oblasť Vrzávky – Moravského Lieskového, kde vystupuje stredná krieda pásma Vrzávky, ktorú autori pričleňujú k drietomskej sekvencii.

Trias chočského príkrovu (bielovážsky typ) s mohutným vývojom lunzu, ktorý v oblasti Hradišťa pod Vrátnom vymaľoval J. MELLO; J. SALAJ – A. BEGAN (1983) považujú za ekvivalentný triasu lunzského príkrovu (na mape A. BEGAN et al. 1984 pričlenený k triasu jablonickej skupiny nedzovského príkrovu) a sedimentovaný pôvodne južnejšie od sedimentačného priestoru drietomskej sekvencie. Južnejšie, resp. juhovýchodnejšie bol sedimentačný priestor jablonicko-nedzovský, v ktorom sedimentoval trias jednak jablonického príkrovu (s nepatrným vývojom lunzských vrstiev 5–15 m) a potom trias nedzovského príkrovu (bez vývoja lunzských vrstiev). Pre faciálnu príbuznosť a priestorovú nadväznosť triasu, jury a spodnej kriedy sú obe tieto jednotky zahrnuté do jedného nedzovského príkrovu (A. BEGAN – J. MELLO – J. HANÁČEK – J. SALAJ 1982, 1984).

Drietomský, lunzský a jablonicko-nedzovský triasový bazén považujú J. SALAJ (1986), A. BEGAN – J. SALAJ (1983) za súčasť pôvodnej klapskej vápencovej platformy. K tomuto názoru došli autori (A. BEGAN – J. SALAJ 1978) na základe analýzy valúnového karbonátového materiálu v albských zlepencoch klapskej sekvencie, skúmaných v poslednom čase aj inými autormi (hlavne M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1981), ako aj na základe prítomnosti olistolitov triasových vápencov (schreyeralmské, reiflinské, wettersteinské) chočského a nedzovského typu v strednoalbskom flyšovom súvrství klapskej sekvencie stredného Považia (J. SALAJ 1986). Pokiaľ ide o sedimentačný priestor mezozoika, chočského a nedzovského príkrovu študovanej oblasti, J. Mello sa pridrižava názoru o jeho pôvodnom situovaní medzi zónou veporika a gemerika, resp. silicika.

Z faciálneho hľadiska je stredný a vrchný trias klapskej vápencovej platformy charakterizovaný prevažne plytkovodnou, karbonátovou sedimentáciou, ku ktorej pristupuje vo vrchnom triase v dvoch časových intervaloch detritická sedimentácia, ovplyvnená prínosom klastického materiálu z vynorených zón od severozápadu (teda od oblasti bradlového pásma). V dôsledku zlomovej synsedimentárnej tektoniky dochádza k diferenciacii sedimentačného priestoru a k vzniku hrastového systému. Preto v karne vznikajú popri sebe lunz-

ské vrstvy v hlbšom prostredí a opanické vápence na vyzdvihnutých častiach hrasti. V noriku a spodnom réte v lagunárnych podmienkach vzniká tzv. karpatský keuper, kým v ostatnom priestore prebieha karbonátová sedimentácia. Pre paleogeografickú interpretáciu je dôležitá prítomnosť klastického aleuritického kremeňa v dachsteinských vápencoch, ako aj polohy pestrých bridlíc a ružovkastých dolomitov, známe z karpatského keuperu. Tento typ dachsteinských piesčitých vápencov je známy len z Čachtických a Brezovských Karpát. Dôsledky diferenciácie sedimentačného priestoru pretrvávajú aj do vrchného rétu, keď v nadloží keuperu vznikajú kössenské vrstvy, ktoré sa vyskytujú aj ako polohy lumachelových vápencov v dachsteinských vápencoch.

Aj napriek vyššie uvedeným faciálnym rozdielnostiam, podstatnú časť stredno- a vrchnotriasových sedimentov treba považovať za produkt platformnej vápencovej sedimentácie, ktorá je charakterizovaná dasykladáciami a involútnymi foraminiferami.

Hlbšej sedimentácii zodpovedajú jedine schreyeralmské a reiflinské fácie, ktoré sú charakterizované filamentovou a rádioláriovou mikrofáciou.

V liase dochádza už aj v nadväznosti na bradlové pásmo k zvýrazneniu diferenciácie čiastkových sedimentačných priestorov.

Na území regiónu sa jasne diferencovali tieto vývojove odlišné časti:

Oblasť Čachtických a Brezovských Karpát, kde vznikali v liase plytkovodné sedimenty = piesčité a krinoidové vápence s rohovcami. Vyčlenili sme v nich niekoľko litologických členov (obr. 12). Po ich sedimentácii nastalo hlavne v Čachtických Karpatoch vyzdvihnutie a splytčenie sedimentačného priestoru a na rozhraní liasu a dogeru došlo ku kondenzovanej sedimentácii, reprezentovanej limonitickými a mangánovými povlakmi. Vyššie po prehĺbení sedimentovalo menej hrubé súvrstvie lavicovitých vápencov s polohami silicitov a kalové vápence.

Miestami (Bzince pod Javorinou) došlo k sedimentácii spodných (2 m) hľuznatých vápencov adnetskej fácie (?toark-álen; obr. 13), oddelených od vrchných hľuznatých kimeridžských vápencov 6 m hrubou polohou sivých a a béžových rohovcových vápencov s dvoma lavičkami červených rádiolaritov. Ide o výrazné prehĺbenie súvisiace zrejme s blokovou tektonikou. V oblasti Hrušového nie sú tieto rohovcové a rádiolaritové vápence vyvinuté. Je tu iba jeden komplex pseudohľuznatých červených vápencov, z ktorých spodná časť je zrejme ekvivalentná fácií adnetských vápencov. Potvrdzuje to prítomnosť filamentov a neprítomnosť protoglobigerín. Malm zastupujú hľuznaté vápence oxfordu a kalové rohovcové vápence kimeridžu-titónu s polohami alodapických turbiditných organodetrilitických barmsteinských a plasenských vápencov. Ide teda o hlbokovodnejšie sedimenty prevažne pelagického charakteru, do ktorých boli turbiditne splavované plytkovodnejšie sedimenty zo zdvíhajúcej sa určitej časti pravdepodobne tej istej sedimentačnej zóny. Lias drietomskej sekvencie sa začína fáciou plytkovodných grestenských vrstiev, ktoré prechádzajú do hlbších fácií cez rohovcové krinoidové vápence, škvornité slienité vápence a sliene do rádiolaritov dogeru a hľuznatých vápencov malmu.

Čorštýnsku sekvenciu charakterizujú väčšinou plytkovodnejšie krinoidové vápence dogeru a relatívne hlbšie pelagické hľuznaté vápence malmu. V spodnom albe v rámci manínskej fázy vrásnenia dochádza k vynoreniu prevažnej časti čorštýnskej zóny a k erózii, ktorá zasiahla až do titónu. Na titóne ležia transgresívne pestré sliene albu-kampánu, zodpovedajúce pelagickej sedimentácii na zvýšenom podklade.

Kysuckú sekvenciu charakterizuje hlbokomorská sedimentácia počas celej

jury. V liase sú to škvrité vápence a sliene, v dogeri posidóniové vrstvy v malme rádiolarity a hľuznaté vápence. Najnovšie A. BEGAN-J. SALAJ na základe terénnych prác usudzujú, že drietomská sekvencia (M. RAKÚS 1977, J. SALAJ — A. BEGAN 1983) a kysucká sekvencia sa čiastočne laterálne zastupujú, čo potvrdzuje veľká podobnosť jursko-spodnokriedových facií. Rozdiel je hlavne v strednej kriede. V drietomskej sekvencii v baréme-apte došlo k splytčeniu lokálnym prerušením v sedimentácii, čo potvrdzuje prítomnosť stratigrafických hiátov vo facií plytkovodných urgónskych a aptských vápencov. Detritický materiál (flyš so zlepenkami) bol do tejto sekvencie prinášaný z klapskej (=ultrapieninskej), v prípade inej kordiléry založenej v urgónskej platforme drietomskej zony, v albe-cenomane, kým v kysuckej sekvencii prebiehala v spodnej a strednej kriede hlbokovodnejšia sedimentácia a prínos detritického materiálu sa začal až od turónu.

Stredno- a vrchnojurské prehibenie v kysuckej a drietomskej sedimentačnej zóne, charakterizované výrazným kolapsom, ku ktorému došlo oslabením kontinentálnej kôry počas mladopaleozoickej a hlavne vrchnotriasovej — liasovej erózie, ktorá zasiahla až do kryštalinika. Tým by bolo možné pochopiť aj dokonalú opracovanosť viackrát preplavovaného valúnového kryštalinického i paleozoického materiálu, známeho z vrchnoalbských zlepenčov klapskej sekvencie.

Tento drietomský stredno- vrchnojurský a spodnokriedový trog bol juhovýchodným pokračovaním pieninského trogu, založeného už v liase. Drietomský trog stotožňujeme spolu s M. MAHEĽOM (1981) s vyčleneným vážskym oceánskym trogom. Tektonické jednotky, ktoré z nich boli formované, sú týmto autorom označené ako váhikum. Jeho vonkajšia platformná zóna bola zónou aktívneho vulkanizmu a na juhu bol manínsky bazén. Aplikácia jednotky váhika na predmetné územie môže byť nasledovná: v bradlovom a drietomskom pásme vývoj triasu mal charakter vývoja tatro-fatridného, spojeného so značnou eróziou od vrchného triasu. Neskoršie v strednej jure — spodnej kriede sa formoval oceánsky pieninsko-vážsky trog. Na jeho južnom, t.j. severozápadnom okraji kontinentálnej západokarpatskej litosférickej platne (=klapská vápencová platforma) sedimentoval materiál typickej vápencovej, vrátane urgónskej platformy. Táto časť litosférickej platne v priebehu stredného albu, a hlavne vo vrchnom albe-cenomane bola obdukčne nasunutá do priestoru bradlového pásma (R. JIŘÍČEK 1981), z ktorého značná časť bola subdukčne pohltená. V čele násunu prebiehal bázičný vulkanizmus a v tytle vynorených častí, patriacich čiastočne nedzovskému a čiastočne jablonickému mezozoiku, bol v albe-turóne dodávaný materiál do flyšových sedimentov v novovytváranom klapskom bazéne a čiastočne v jeho predpolí tektonickou činnosťou zúženom drietomskom bazéne. V turóne zrejme došlo ku krátkemu prerušeniu sedimentácie pred nástupom senónskej a paleogénnej gosauskej sedimentácie rôznych faciálnych vývojov.

Transgresia gosauského mora sa začína plytkou morskou faciou zlepenčov. S postupným ponáraním sa podložia stáva sa transgresia smerom na severovýchod mladšou a končí sa v spodnom kampáne. V santone sa more maximálne prehĺbuje a sedimentujú flyšové vrstvy.

Najpokojnejším obdobím a zároveň i obdobím najväčšieho rozšírenia sedimentačného priestoru je spodný kampán, keď sa usadzovali pestré globotrunkánové sliene. Náznaky nových tektonických pohybov pozorujeme v strednom kampáne, keď opäť dochádza k flyšovej sedimentácii.

Diferenciácia sedimentačného priestoru nastala vo vrchnom kampáne a mástrichte. V južnom vývoji Bradla sedimentovali orbitoidové vápence, inocerámové sliene a flyš s polohami jemnozrnných zlepenčov. Po tejto etape

došlo účinkom laramskej fázy k prerušeniu sedimentácie, pravdepodobne v dáne a hlavne v monte.

V severnom vývoji Surovína vo vrchnom kampáne sa ukladali sedimenty hlbšieho mora: sliene, slietovce s polohami turbiditných pieskocov. V tomto vývoji, na rozdiel od južného vývoja, sedimentácia medzi kriedou a paleogénom nie je prerušená.

Z korelácie senónu a paleogénu gosauského vývoja Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp vychádza, že jeho najväčšia litologicko-faciálna podobnosť je s gosauským vývojom grünbašskej a gosauskej panvy. Vzájomnú koreláciu týchto vývojev je možné urobiť aj na základe asociácie ťažkých minerálov, ktorú realizoval J. SALAJ a Z. PRIECHODSKÁ (1986). Podľa uvedených autorov je pre koňak primárnym minerálom turmalín s magnetitom, ilmenitom a chromitom. Chromit sa na rozdiel od Severných Vápencových Álp (G. WOLETZ 1963, 1966) vyskytuje i v kampáne-mástrichte a paleocéne-eocéne. V kampáne je prvoradým minerálom zirkón a rutil. Mástricht sa vyznačuje prevahou turmalínu, zirkónu a magnetitu. V eocéne je z ťažkých minerálov dôležitý a na prvom mieste granát. V lubinskom súvrství sa konštatovala prítomnosť zirkónu, minerálu dôležitého aj pre magurský paleogén.

Na základe rozboru asociácie ťažkých minerálov (J. SALAJ a Z. PRIECHODSKÁ 1986) je zrejmé, že činnosť klapskej (=ultrapieninskej) kordiléry sa znova prejavila v spodnom a čiastočne aj vo vrchnom senóne a v paleocéne-eocéne. Je to dokumentované hlavne prítomnosťou chromitu, pochádzajúceho z ultrabázických hornín, ktorý však môže pochádzať aj z druhotných výskytov, a to z albsko-cenomanských sedimentov klapského sedimentačného priestoru. Sedimenty boli zrejme vynorené v dôsledku tektonických procesov, spôsobených násunom sz. časti litosférickej západokarpatskej dosky do bradlového pásma.

V bradlovom pásme nastala transgresia rašovského vývoja senónu, rovnako ako paleogénu vo vývoji Starej Turej. Vo vývoji Bradla vo vrchnom paleocéne transgredovali exotické zlepence, v ktorých sú časté olistolity rífových vápencov.

V najvyššom paleocéne a spodnom eocéne pokračovala sedimentácia flyšových sedimentov, kde sú v spodnejších častiach polohy exotických zlepenčov a vo vrchných častiach vložky pestrých ílov. Vyššie členy v tomto vývoji neboli preukázané.

V severnom vývoji (vývoj Surovína) dán charakterizujú sliene s polohami vápnitých pieskocov. Stredný paleocén zastupujú organodetrítické alodapické vápence, kým vrchnopaleocénne-spodnoeocénne rífové vápence bez detritu sa striedajú so slietmi. Stredný a vrchný eocén je reprezentovaný jemnorytmickým flyšovým súvrstvím s prevahou pestrých ílovcov. Mladšie členy okrem sporadického výskytu menilitových vrstiev nie sú známe.

Vo vonkajšom paleogéne je na území mapy zastúpené len stredno- a vrchnoeocénne súvrstvie flyšu bielokarpatskej jednotky.

Pravdepodobne vo vrchnom oligocéne došlo v skúmanej oblasti k prejavom hlavnej fázy vrásnenia. Vznikli vrásové a zlomové štruktúry, nastalo stláčanie a výrazné spätné prešmyky a násuny.

Pred transgresiou egenburgu došlo k výraznej erózii a peneplenizácii, čo sa prejavuje v dnešnom rozšírení egenburských sedimentov. More zalialo celé územie a sedimenty obsahujú materiál hornín, na ktoré transgredovali. Po usadení egenburgu dochádzalo ešte k pomerne výrazným tektonickým pochodom; prejavuje sa zlomová a prešmyková tektonika. Laramské a hlavne sávske megaantiklinálne štruktúry Čachtických a Brezovských Karpát, podobne aj výrazne zvrásnené bradlové pásmo, ako aj senónske a paleogénne sedimenty My-

javskej pahorkatiny boli rozlámané do systému hrastí a prepadlín. Tieto výrazné mladé tektonické zmeny sa odohrali počas bukoveckej fázy v otnangu a v spodnom karpate (J. SALAJ 1982).

Transgresia jablonických zlepcov nastala vo vrchnom karpate. Faciálna pestrosť materiálu zlepcov je výsledkom veľkej morfolologickej členitosti územia, ktoré bolo erodované. Sedimentácia nadložných slieňovcov a pieskovcov sa skončila pravdepodobne v najvrchnejšom karpate. Došlo k prejavom štýrskych pohybov, účinky ktorých nemožno na území regiónu pre neprítomnosť bádenských sedimentov konštatovať.

VIII. GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Územie mapy patrí z hľadiska ochrany životného prostredia k dvom geomorfologicky odlišným oblastiam.

Brezovské a Čachtické Karpaty patria do oblasti jadrových stredohorí a Myjavská pahorkatina do oblasti flyšových vrchovín.

Pre Brezovské a Čachtické Karpaty je charakteristický výrazne modelovaný reliéf, krasové javy, náhorné plošiny, hlboké kaňonovité doliny, škrapy a závrty. Uvedené javy sú známe hlavne z Čachtických Karpát.

Územie je však zaujímavé aj z hľadiska surovín. Triasové karbonátové horniny sa využívajú hlavne na pálenie vápna, menej na stavebné účely (Nové Mesto nad Váhom, Čachtice, Bzince pod Javorinou). Avšak veľkolomy v tejto oblasti veľmi rušivo zasahujú do prírodnej scenérie južných častí Čachtických Karpát. Bolo by žiadúce, aby sa aspoň po vyťažení čo najskôr urobila rekultivácia. Pestrý reliéf oblasti poskytuje veľmi vhodné prostredie na rekreačné účely. Napomáha tomu i riedke osídlenie a dostatočná vzdialenosť od priemyselných miest.

Územie Myjavskej pahorkatiny a priľahlej časti Bielych Karpát je charakterizované miernymi svahmi, zaoblenými chrbtami a širokými plytkými dolinami. Morfologicky vystupujú len väčšie zlepcové a pieskovcové komplexy.

Pretože priepustnosť podkladu je malá, väčšina zrážkových vôd rýchlo odteká a to spôsobuje intenzívnu svahovú eróziu so vznikom plošných a prúdových zosunov, ktoré bývajú zoskupené hlavne v oblasti flyšu magurského paleogénu.

Pre nedostatok vody a vhodných lokalít na staveniská sú tieto oblasti osídlené len v širokých dolinách a erózných depresiách. Vcelku je osídlenie redšie a má prevažne rozptýlený charakter lazov.

Pre priaznivý rozvoj životného prostredia má veľký význam vytváranie rekreačných stredísk (Dubník, Stará Myjava, Brezová pod Bradlom). Tu sa však vyžaduje zabezpečiť dodržiavanie čistoty prostredia širšieho okolia a hlavne riadiť výstavbu súkromných chát tak, aby lokalita nestratila rekreačný charakter a nenarušila primárny ráz krajiny.

Osobitným problémom väčších mestských aglomerácií je ukladanie pevného a tekutého odpadu. Pevný smetiskový odpad sa obvykle vyváža a odkladá do výmoľových roklín (okolo cesty na Bradlo), odpad z garbiarskeho závodu v Brezovej pod Bradlom sa vyváža ako hnojivo do okolia, dosť blízko mesta, kde hnije a spôsobuje nepríjemný zápach pre celé okolie. Ani pálenie odpadu z Myjavy nie je najvhodnejším riešením.

Zdrojom znečistenia povrchovej vody je odtok z garbiarskeho závodu v Brezovej pod Bradlom do potoka Brezová. Naproti tomu treba pochvalne konštatovať, že Slovenská armatúrka na Myjave vypúšťa vodu už zbavenú nečistôt natoľko, že ju možno púšťať do povrchových tokov.

Z vyššie uvedených dôvodov je žiadúce, aby nielen mestá, ale aj dediny mali vymedzené priestory na ukladanie odpadu tak, aby sa neznečisťovalo pôdne, horninové i vodné prostredie a aby tieto miesta bolo možné po čase využiť ako parky, ihriská, prípadne i na ľahkú zástavbu.

Záverom je potrebné upozorniť na prijatie a dodržiavanie všetkých opatrení na zachovanie čistoty povrchových a podzemných vôd a zabezpečiť nápravu tam, kde k takémuto znečisteniu došlo.

Žiada sa tiež predísť a zamedziť prílišnej erózii pôdy vhodnou orbou (po vrstevniciach) výsadbou vhodných porastov.

IX. NERASTNÉ SUROVINY A PROGNÓZNE ZHODNOTENIE ÚZEMIA

Skúmané územie nie je významné len z hľadiska geologickej stavby a pestrosti zastúpenia rôznych, doteraz aj neopísaných litologických typov hornín, ale i z aspektu surovinového.

Z tohto pohľadu majú rozhodujúci význam nerudné suroviny, z ktorých sa viaceré aj intenzívne ťažia.

Staršie štúdie týkajúce sa výskumu týchto hornín z hľadiska vhodnosti ich surovinového využitia boli vykonávané viacerými organizáciami základného i aplikovaného geologického výskumu a tiež organizáciami geologického prieskumu, najmä od päťdesiatych rokov tohto storočia.

Pracovníci GÚDŠ venovali pozornosť najmä chemizmu karbonátových hornín, prípadne plyno- alebo naftonosnosti tohto územia, kým pracoviská GP a ťažobných podnikov sa zameriavali na detailné prieskumné práce mnohých typov nerudných surovín vo viacerých lokalitách.

V ďalšom texte podáme stručnú charakteristiku už skôr opisovaných hornín z hľadiska ich surovinového významu a v krátkosti sa dotkneme i surovinovej prognóznosti skúmaného územia.

RUDNÉ VÝSKYTY

Železito-mangánové zrudnenie

Uvedené zrudnenie sa konštatovalo v Čachtických Karpatoch na dvoch miestach, a síce v kameňolomoch pri Hrušovom a v Bzinciach pod Javorinou. V prvej lokalite, ktorá sa nachádza asi 500 m východne od obce Hrušové, vystupuje v kondenzovanej asi 5 cm hrubej polohe (in situ), medzi liasovými krinoidovými vápencami v podloží spolu s nadložnými pseudohľuznatými dogerskými rohovcovými vápencami. Fe/Mn zrudnenie v tejto vrstve vytvára menšie zhluky, alebo tvorí nepravidelné 2-3 mm hrubé povlaky na podložnej vrstvej ploche.

Z hľadiska chemického zloženia majú vzorky z uvedenej kondenzovanej polohy nasledovné zloženie:

H-1		H-4	
SiO ₂	6,47 %	SiO ₂	10,90 %
Fe ₂ O ₃	10,67 %	Fe ₂ O ₃	38,73 %
MnO	8,84 %	MnO	0,26 %
CaO	37,47 %	CaO	16,93 %
MgO	6,26 %		

V kameňolome pri Bzinciach pod Javorinou, ktorý sa nachádza asi 500 m jv. od obce, orientačná chemická analýza ukázala zo vzoriek zrudneného materiálu, odobratého zo sutiny, toto zloženie:

SiO ₂	5,30 %
Al ₂ O ₃	2,43 %
CaO	34,83 %
MgO	3,41 %
MnO	3,51 %

Zrudnenie v uvedených lokalitách je, ako sme už spomenuli, nepatrné a o praktickom význame nemožno hovoriť. Sú to výskyty iba mineralogického významu.

Geneticky ide pravdepodobne o sedimentárne syngenetické zrudnenie (hardground). Železitý komponent je tu zastúpený goethitom.

Hematitové a limonitové rudy

Zistené boli na troch miestach vo vrchnotriasových dolomitoch, východne od obce Hradište pod Vrátnom v Brezovských Karpatoch.

Ide tu o bezvýznamné výskyty, čiastočne otvorené starými kutacími prácami. Ich pôvod je pravdepodobne povahy infiltračnej alebo regeneračnej (J. ILAVSKÝ 1962). Kutacie práce robili súkromníci i spoločnosť trnavského cukrovaru asi pred 100 rokmi. Maximálna hrúbka zrudnenia je 70 cm.

NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY

Na skúmanom území, ako sme už vyššie spomenuli, majú význam predovšetkým nerudné nerastné suroviny, ktoré sa využívajú vo viacerých priemyselných odvetviach.

Z tohto hľadiska sú najvýznamnejšie karbonátové horniny – vápence i dolomity, vhodné jednak pre priemyselné odvetvia, náročné na ich chemické zloženie i pre účely, kde sa kladie dôraz hlavne na ich fyzikálno-mechanické vlastnosti.

Väzná, hutnícke a chemické suroviny

Vápence

Z vápencov v skúmanej oblasti majú najvhodnejšie parametre pre spomínané účely svetlé vápence wettersteinského typu, a to hlavne wettersteinské vápence s.s. a v menšom rozsahu i steinalmské vápence.

Wettersteinské vápence z tohto hľadiska majú význam predovšetkým v Čachtických Karpatoch, kde sa aj intenzívne ťažia v ložisku Čachtice.

Z chemického hľadiska sú vápence tohto súvrstvia, prevažne čisté s obsahom CaO nad 54 %, MgO pod 1 %, no miestami sú vápence slabšie alebo i intenzívnejšie dolomitizované, s kolísavým obsahom MgO (od 1 do 9 %, väčšinou

6–7 %), alebo sú v nich i nepravidelné dolomitické polohy, kde obsah MgO sa pohybuje od 16 do 18 %.

Priemerný obsah chemického zloženia vápencov v blokoch, vymedzených GP, Spišská Nová Ves (M. ŠUBJAKOVÁ – T. FLIMMEL 1960, 1962) v predpolí ťažených kameňolomov, je u CaO – 52,65 %, MgO – 2,27 %, SiO₂ – 0,77 %, Al₂O₃ – 0,65 %, Fe₂O₃ – 0,06 %, čo zodpovedá možnosti ich použitia na hutnícke účely, na výrobu celulózy, výrobu cementu, stavebného vápna a pod. Treba však povedať, že vzorky z južnejšej i severnejšej časti ložiska nevykazujú také dobré parametre obsahu MgO, ktorý sa tu v priemere pohybuje nad 5 %.

Výsledky fyzikálno-mechanických skúšok vápencov sú veľmi rozdielne, a to najmä pevnosti a tlaku, kde kolíšu hodnoty od 2 189 po 701 kg/cm² a vyhovujú len na stavebné účely 3 tr.

Bilančné zásoby vápencov, vhodných na náročné priemyselné účely sú v kat. C₁ – 20 784 000 t

C₂ – 106 498 000 t

Vápence sa v súčasnosti ťazia na výrobu vzdušného vápna, na saturačné a hutnícke účely, hlavne však na účely stavebné.

Ďalšie ložisko vo wettersteinských vápencoch Čachtických Karpát, kde sa donedávna ťazili na pálenie vápna, nachádza sa severnejšie od ložiska Čachtice, pri novomestskej vápenke, jz. od Nového Mesta nad Váhom.

Aj tu sa v predpolí kameňolomu „Zongor“ vykonal predbežný geologický prieskum a boli vypočítané zásoby, no pre veľkú variabilitu MgO, približné skrasovatenie a značnú krasovú výplň bolo ložisko pre veľký odpad (až 35 % ťažby) opustené a surovina na pálenie vápna a iné náročné účely, ako sme už naznačili, sa teraz ťaží v lokalite Čachtice.

Okrem južných a východných svahov sa v poslednom čase vykonáva v komplexe wettersteinských vápencov Čachtických Karpát geologický prieskum i na západných svahoch pohoria, a to jv. od Hrušového a na západných svahoch k. Na salaškách.

Na základe prác vyhľadávacieho prieskumu GP, Spišská Nová Ves (F. BELEŠ et al. 1978) bolo na tomto ložisku overených vyše 79 mil. ton vápencov v kategórii C₂, vhodných na výrobu vzdušného vápna. V ďalších etapách prieskumu sa pokračuje.

Vyhľadávací prieskum na zistenie zásob vápenca, vhodného na pálenie vápna, ako aj dolomitov vhodných na výrobu „Magna“ bol vykonaný aj severne od vyššie spomínanej lokality „Zongor“. Surovina však nespĺňa kvalitatívne požiadavky ani pre jeden z požadovaných účelov, a preto tu boli horniny vyhodnotené ako vhodné len na stavebné účely. V ďalšej kapitole budeme o nich hovoriť podrobnejšie. Na pálenie stavebného vzdušného vápna a v menšom rozsahu i na saturačné účely sa v minulosti používali aj wettersteinské vápence v lokalite Buková, začleňované podľa J. BYSTRICKÉHO – M. MAHEĽA (1970) k havranickému príkrovu a podľa J. MELLU (1982) k nedzovskému príkrovu, kde sa na tieto účely ťazili v rokoch 1910–1975. Pre vyčerpanie ložiska sa od roku 1976 na tieto účely ťazia, ale spolu s dolomitmi sa využívajú ako drvené kamenivo na stavebnú výrobu. Bližšie sa preto o ložisku zmienime v kapitole „Stavebné suroviny“.

Okrem wettersteinských vápencov zistili sa dobré parametre z hľadiska chemického zloženia pre náročnejšie použitie aj u svetlých steinalmských vápencov.

Bližšie boli tieto vápence sledované v Brezovských Karpatoch, západne od Dechtíc, v lokalite Lažteky, kde sa na základe doplňujúceho vyhľadávacieho prieskumu vymedzili na stavebné účely v komplexe vápencov, pôvodne určených na výrobu kameniva aj bloky vhodné pre náročnejšie účely, ako napr.

v sklárstve, v gumárenskom priemysle, na výrobu vzdušného vápna a pod. (P. KABINA 1967, 1970). Ložisko sa však neťaží.

Priemerné chemické zloženie suroviny:

SiO ₂	0,20– 0,65	max.	2,61 %
Al ₂ O ₃	0,15– 0,27	max.	0,59 %
Fe ₂ O ₃	0,01– 0,14	max.	0,20 %
CaO	54,40–55,10	max.	55,24 %
MgO	0,79– 0,40	max.	0,80 %

Steinalmské vápence, samozrejme len v menšom rozsahu, sa používali v minulosti na pálenie vápna.

Podľa našich zistení bolo tomu tak donedávna pri Dobrej Vode, kde sa vápno páliło v menších kamenných šachtových peciach v údolí severne od obce.

Okrem triasových vápencov sa v sledovanej oblasti na pálenie vápna používali aj liasové krinoidové vápence, z ktorých sa vápno páliło pri kompanii Vápenky, na južných svahoch k. Drieňovica, asi 1 km jv. od Krajného.

Dolomity

Pre náročnejšie priemyselné využitie z hľadiska chemického zloženia majú v skúmanej oblasti popri vápencoch význam aj dolomity.

Ide konkrétne o ložisko stredotriasových dolomitov v lokalite Holý vrch asi 500 m severne od Trstína, ktoré svojím chemickým zložením, ale i fyzikálno-mechanickými a granulometrickými vlastnosťami vyhovujú najmä na hutnícke účely. Pretože je však podstatná časť ťažby z tohto ložiska použitá na stavebné účely, o ložisku povieme viac v nasledujúcej kapitole.

Stavebné suroviny

Stavebný kameň a drvené kamenivo

Horniny, zúčastňujúce sa na geologickej stavbe skúmaného územia majú veľký význam aj ako stavebné suroviny.

Sú to, ako sme už spomenuli, predovšetkým vápence a dolomity stredného a vrchného triasu a v menšom rozsahu i treťohorné a kvartérne sedimenty.

Vápence

Vystupujú predovšetkým v Brezovských a Čachtických Karpatoch a len v menšom rozsahu v Myjavskej pahorkatine.

Význam tu však nemajú len tie typy vápencov, ktoré vystupujú vo veľkých komplexoch, ale i tie (aspoň v určitom období), s ktorými sa stretávame v menšom rozsahu.

Najstarším typom vápencov, ktorý je významný z hľadiska možnosti využitia v stavebníctve, sú anaberské, reiflinské, prípadne raminské vápence stredného triasu.

S týmito typmi vápencov sa stretávame hlavne v Brezovských Karpatoch vo viacerých lokalitách, najmä v kameňolome, asi 2 km v. od obce Jablonica. V jeho z. časti sa ťažia raminské vápence, vo východnej časti zasa anaberské a reiflinské vápence.

V tomto ložisku sa vykonali aj prieskumné práce, a to Geologickým prieskumom, n.p., Brno a vypočítali sa zásoby. Fyzikálno-mechanické skúšky v tomto ložisku realizoval v roku 1959 Technický skúšobný ústav stavebný v Novom Meste nad Váhom. Surovina vykazuje tieto hodnoty:

špecifická váha	2,78 %
objemová váha	2,704 g/cm ³
nasiakavosť váhová	0,09 %
nasiakavosť objemová	1,63 %
súčiniteľ zmäknutia	0,96
pevnosť v tlaku po nasiaknutí	1 067 kg/cm ²
pevnosť v melnení	1 080 kg/cm ³
hutnosť	97,6 %
otk – výsledné číslo	121 (akostná trieda veľmi dobrá)
melnenie	977,5 kg/cm ² /cm ³
obrusnosť	0,19

Vápence sa v súčasnosti používajú výlučne na výrobu kameniva na výstavbu ciest, ďalej do betónov, prípadne ako stavebný kameň. Donedávna sa vápenec používal aj na hutnícke účely. V tomto ložisku boli vypočítané zásoby v kategórii C₂ 13 672 869,52 ton suroviny. Ročne sa ťaží asi 150 000 ton.

Ďalšie ložisko vápencov využívaných na stavebné účely sa nachádza pri osade U Fajnorov, neďaleko Prašníka. Vápence sa v minulosti považovali za steinalmské (M. PERŽEL 1968), J. MELLO (1982) ich však označuje za reiflinské vápence, prípadne môže tu byť aj iný typ vápencov, ktorý nebol doteraz presne identifikovaný (oponické alebo im príbuzné vápence).

Fyzikálno-mechanické skúšky z týchto vápencov sú nasledovné:

objemová váha	2,695 g/cm ³
nasiakavosť váhová	0,248 %
pevnosť v tlaku po vysušení	1 560 kg/cm ²
pevnosť v tlaku po nasiaknutí	1 162 kg/cm ²
pevnosť v tlaku po 25 cykloch zmrazenia	1 018 kg/cm ²
súčiniteľ zmäknutia	0,74
súčiniteľ vymrázania	0,64
pevnosť v melnení	1 296 kg/cm ³
výsledné číslo otku	150
obrusnosť podľa Böhma	0,272 cm ³ /cm ²

Vápence sa ťažia len pre cestné účely, ako cestný štrk. Zásoby vápenca v predpolí lomu sú však malé a sú v podstate vyčerpané.

Vo vápencoch reiflinského typu sa menšie kameňolomy nachádzajú aj na iných miestach Brezovských Karpát, dnes sú však už opustené.

Južne od Hradišťa pod Vrátnom sa v dvoch menších kameňolomoch ťažili pre miestne stavebné účely – do základov miestnych domov, na reguláciu a ako cestný štrk.

Podobne sa v nepatrnom rozsahu tento typ vápencov ťažil aj na východnej strane tohto pohoria na podobné účely, severne od obce Šterusy, na kopci Kamenica.

V širšej oblasti tohto kameňolomu boli vykonané aj prieskumné práce v rámci vyhládávacieho prieskumu GP, Spišská Nová Ves (A. NAHÁLKA 1971), a to na území budovanom wettersteinskými i reiflinskými vápencami.

Stanovili sa aj prognózne zdroje suroviny vhodnej na výrobu kameniva a stavebného kameňa sa stanovili nad 9 mil. m³ zásob.

Ďalším typom vápencov, významných z hľadiska stavebných surovín sú

steinalmské vápence. Rozšírené sú predovšetkým v Brezovských Karpatoch jednak v kryhe Klenovej, severne od Dobrej Vody, a potom v dechtickej kryhe, severne od Dechtíc.

Ťažia sa vo veľkom mechanizovanom kameňolome, sz. od Dechtíc, prevažne ako kamenivo rôznych frakcií, najmä na cestné účely, do živičných krytov, do betónov a pod. Ich zásoby sú bohaté.

Fyzikálno-mechanické skúšky vápenca z kameňolomu Dechtice vykázali takéto hodnoty:

objemová váha	2,703 g/cm ³
nasiakavosť váhová	0,12 %
pevnosť po vysušení (priemer)	1 104 kg/cm ²
pevnosť po nasiaknutí (priemer)	957 kg/cm ²
pevnosť po 25 cykloch zmrazenia	920 kg/cm ²
súčiniteľ mäknutia	0,86
súčiniteľ vymrázania	0,83
pevnosť v melení	1 103 kg/cm ³
otlk	181
obrusnosť podľa Böhma	0,338 cm ³ /cm ²

V predpolí spomínaného kameňolomu, v steinalmských, wettersteinských, čiastočne i reiflinských vápencoch, ktoré budujú najbližšie okolie lomu na k. Dolná Skalová a Lažteky, boli zistené GP, Spišská Nová Ves (P. KABINA 1963–1970) ďalšie zásoby vápencov s vyhovujúcimi parametrami pre uvedené účely. (Časť vápencov, ako sme už spomenuli v predošlej kapitole, sa používa aj na náročnejšie priemyselné využitie).

Na stavebné účely boli zabezpečené zásoby:

v kategórii A + B	1,2292 kt.
C ₁	1,899 kt
C ₂	20,257 kt

Významným litologickým typom vápencov, ktoré popri ich vhodnosti na náročnejšie priemyselné účely majú význam aj ako stavebné suroviny, sú wettersteinské vápence. Tie sa nachádzajú aj v Brezovských aj v Čachtických Karpatoch. Hoci v Brezovských Karpatoch sú dosť rozšírené, najmä na severných svahoch k. Klenová, Vrátno, Slopy, v menšom rozsahu i severne od Dechtíc a severne od Šterús, v súčasnosti sa nikde neťažia. V minulosti sa v nich otvorilo viacero menších lomov severne od Šterús, na južných svahoch kopca Kamenica.

Väčšie rozšírenie majú v Čachtických Karpatoch, kde vystupujú v kryhe pomerne veľkej hrúbky medzi Čachticami a Hrušovým. Tu sa vápence najskôr exploatovali v dnes už opustenom kameňolome pri vápenke v Novom Meste nad Váhom, neskôr aj severne od Nového Mesta nad Váhom, severne od Mnešíc, ako aj vo viacerých menších lomoch medzi Čachticami a Novým Mestom nad Váhom, hlavne ako regulačný kameň, neskôr ako cestný štrk a ako prísada do betónu.

V súčasnosti sa wettersteinské vápence ťažia na stavebné účely pri Čachticiach z toho istého ložiska, ktoré sme spomínali v predchádzajúcej kapitole. Ložisko je otvorené veľkým, moderne vybaveným kameňolomom, ktorý vznikol spojením už spomínaných menších lomov.

Fyzikálne a mechanické vlastnosti vápencov sú rozdielne, najmä pokiaľ ide o pevnosť v tlaku, hodnoty ktorého kolíšu od 2 189 po 701 kg/cm² a vyhovujú na stavebné účely 3. triedy.

Vápence sa z ložiska v súčasnosti používajú predovšetkým na výrobu kameniva rôznych frakcií na stavbu ciest, do betónov, na výrobu panelov a aj ako lomový kameň. Vhodné sú však i na výrobu vápna.

Okrem uvedeného sa vo wettersteinských vápencoch Čachtických Karpát,

severne od opusteného kameňolomu „Zongor“ pri Novom Meste nad Váhom v rámci vyhľadávacieho prieskumu vymedzilo vyše 63 mil. ton zásob vhodných na stavebné účely. Vápence sa však dosiaľ neťažili. V tomto bloku sa urobil aj orientačný výpočet zásob na priemyselné účely, ktoré v množstve nad 32 mil. ton podľa ČSN 721217 vyhovujú iba 5. akostnej triede.

Okrem vápencov stredného triasu sa na stavebné účely využívali a vo viacerých prípadoch aj využívajú i vápence z mladších útvarov nedzovského príkrovu. Z vrchného triasu je to fácia dachsteinských vápencov. Ide o vápence prevažne lavicovité alebo masívne, vystupujúce hlavne v severnej časti Čachtického pohoria medzi obcami Bzince p. Javorinou a Hrušové a potom na vrchu Turecko a Hájnica pri Trenčianskych Bohuslaviciach.

Z hľadiska chemického zloženia vápence predstavujú čisté karbonátové horniny s obsahom CaO až 54 %, no často sú v nich aj veľké polohy sivých a pestro sfarbených dolomitov.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti týchto vápencov ukazuje ich analýza z kameňolomu od Bziniec: pevnosť v tlaku vysušenej horniny 1 016 kg/cm², pevnosť v tlaku pri nasiaknutej hornine 937 kg/cm², obrusnosť 0,293 cm³/cm². Hornina svojimi mechanickými vlastnosťami vyhovuje na výrobu lomového kameňa, na cestný a železničný štrk.

V súčasnosti sa tieto vápence neťažia. V minulosti sa ťažili na troch miestach:

– Vo veľkom mechanizovanom lome, jv. od Bziniec p. Javorinou, kde sa ťažili spolu s krinoidovými liasovými vápencami, hlavne ako cestný štrk a ako lomový kameň. Pre značnú povrchovú i vnútornú skrývku a preto, že v lomovej stene boli odkryté slienité vápence dogeru–malmu, ktoré svojimi fyzikálno-mechanickými vlastnosťami nevyhovovali a pričínili sa až o 50 % odpad ťaženej suroviny, sa ťažba zastavila.

– Druhý lom, kde sa tento typ vápencov v minulosti ťažil, bol založený v lavicovitých vápencoch na východnom svahu Tureckého vrchu, južne od Trenčianskych Bohuslavíc, asi 100 m nad vážskym údolím. Lom bol v činnosti v rokoch 1939–1943 pri stavbe vtedajšej „autostrády“ z Nového Mesta n/Váhom do Trenčína, kde sa vápence ťažili ako lomový kameň. Odvtedy je lom mimo prevádzky.

Ďalší malý, opustený lom bol založený v malej šošovke spomínaných vápencov na východnom svahu k. Hájnica, jz. od obce Štvrtok, kde sa ťažili na miestne stavebné účely. Zásoby sú však dnes prakticky vyčerpané a lom je opustený.

Z hľadiska surovinového významu je potrebné spomenúť aj strednoliasové krinoidové vápence Čachtických Karpát, vystupujúce v úzkych pretiahnutých pásoch naprieč najsevernejšou časťou Čachtického pohoria medzi Hrušovým a Bzincami, prípadne na k. Hradisko, východne od Dolného Srnia, ako aj v južnej časti Čachtického pohoria, na južných svahoch k. Drieňovica, západne od Podolských kópaníc. Sú to lavicovité alebo masívne, drobno- alebo hrubozrnné hrdzavé alebo sivé krinoidové vrstevnaté vápence, prestúpené nepravidelnými, dosť hustými puklinami, miestami s rohovcami.

Z hľadiska chemického zloženia ide o čisté karbonátové horniny s obsahom CaO nad 53 % a s pomerne malým podielom nerozpustného zvyšku, ktorý sa v červenkastých vápencoch pohybuje málo nad 1 % a v sivých nad 2 %. Obsah MgO je pomerne nízky – pod 1 %. Pravda vo vápencoch s rohovcami je podiel SiO₂ na úkor CaO nepomerne vyšší. Samotné rohovce ho obsahujú nad 67 %.

Ani tieto vápence sa v súčasnosti neťažia. V nedávnej minulosti, ako sme už spomenuli, ťažili sa na miestne stavebné účely spolu s dachstein-

skými vápencami v kameňolome pri Bzinciach a potom v dnes už opustenom lome, v údolí východne od Hrušového, ako aj v menších jamových ťažobniach, na južných svahoch Drieňovice jv. od Krajného.

Spolu s krinoidovými vápencami v lome pri Hrušovom a v jeho západnej časti sa ťažili na miestne stavebné účely aj dogersko-malmské pseudohľuznaté ružovkasté doskovité, pomerne pevné vápence skalného charakteru, miestami s rohovcami.

Tieto, podobne ako už skôr opísané vápence, vystupujú v úzkych pásoch, tiahnúcich sa naprieč pohorím medzi Hrušovým a kameňolomom pri Bzinciach p. Javorinou.

V menšom rozsahu sa v minulosti ťažili titónsko-neokómske slienité doskovité vápence spolu s alodapickými barmsteinskými vápencami vo viacerých nemechanizovaných malých kameňolomoch v južnej časti Čachtického pohoria jv. od Krajného.

Podobná situácia bola na severných svahoch Šipkovského hája pri osade Švehlová, kde sa ťažili v minulosti hnedé, sivé, ružovkasté slienité doskovité vápence (2–15 cm hrubé), ojedinele s rohovcami. Používali sa do základov miestnych kopaničiarskych stavieb, ale i na štet a štrk na miestne cesty.

Podobné vápence sa ťažili aj na západných svahoch Šipkovského hája, pri osade U Janúškov a na západných svahoch Drieňovice, pri osade Švehlová. V súčasnosti sú všetky kameňolomy opustené. V Bielych Karpatoch sa titónsko-neokómske vápence ťažili v menšom polomechanizovanom kameňolome, asi 300 m v. od Bošáče, na miestne stavebné účely.

S jurskými a spodnokriedovými vápencami sa stretávame aj v bradlovom pásme, jednak v kysuckej ale i v čorštynskej sukcesii, kde sa založili viaceré, prevažne nemechanizované kameňolomy, z ktorých väčšina je dnes už opustená, alebo sa v nich pracuje len obmedzene. Aj napriek tomu, že ide o kameňolomy malé a dnes prakticky bezvýznamné, predsa však pre tieto oblasti mali značný význam a preto sa o nich stručne zmienime.

V kysuckej sukcesii Myjavskej pahorkatiny ide o tieto významnejšie ťažobné vápencov.

U Hluchých – v menšom bradle, asi 500 m v. od osady sa v malom lome ťažili slienité neokómske sivé vápence, menej už rádiolarity dogeru a hľuznaté vápence malmu, a to na cestný štrk a štet a tiež do základov miestnych stavieb. Lom je t.č. opustený. Menšie zásoby možno predpokladať len v neokómskych slieňoch.

Pri osade Zemania – asi 500 m severne od osady v menšom bradle neokómskych tenkodoskovitých slieňov je založený menší 25x10x5 m lom, dnes opustený. Vystupujú tu i malmské ružové hľuznaté vápence, ktoré sa používali hlavne ako štet a štrk na miestne kopaničiarske cesty. Zásoby sú však pomerne malé a lom je na rozšírenie ťažby nevhodný.

V bradle, tesne pri v. okraji Myjavy je v prevádzke menší mechanizovaný kameňolom (40x50x20 m), založený v sivých doskovitých, silne stlačených neokómskych vápencoch s hľuzami tmavých rohovcov. Ťažia sa po celý rok na cestné účely, ako cestný štrk viacerých frakcií a makadam. Bradlo značných rozmerov je budované takmer výlučne neokómskymi vápencami.

Severozápadne od Starej Turej, asi 2 km od obce je menší opustený kameňolom, založený v sivých neokómskych vápencoch s kalcitovými žilkami. Hornina sa ťažila na štrk a štet pre miestne kopaničiarske cesty.

Na kóte Kozie chrby asi 500 m južne od osady U Koštialov je založený opustený kameňolom (30x10x8 m) v svetlosivých titónsko-neokómskych masívnych zbridičnatých a veľmi dopukaných vápencoch s hľuzami tmavých rohov-

cov. Požívali sa hlavne na miestne cestné a stavebné účely. Perspektívne je tu možnosť získať ďalšie zásoby podobných surovín.

Kameňolom Podbranč – Majeričky, nachádzajúci sa asi 1 km v. od osady predstavuje pomerne veľký, mechanizovaný kameňolom, v ktorom sa ťažia dva typy suroviny. V spodnej časti vystupuje spodnokriedové, kolmo vztýčené súvrstvie slienitých rohovcových vápencov (neokóm) kysuckej sukcesie a na ňom v tektonickej pozícii ležia hrubolavicovité vápnité pieskovce až jemnozrnné zlépence egenburgu. Oba typy suroviny sa ťažia hlavne ako kamenivo na cestné účely.

Asi 500 m z. od Turej Lúky v dogerských červených rádiolaritoch a malmských hľuznatých vápencoch je založený činný, polomechanizovaný kameňolom (40x25x30 m), v ktorom sa tieto horniny sezónne (mimo zimného obdobia) ťažia hlavne na cestný štrk vo viacerých frakciách, prípadne ako štet, na cesty blízkeho okolia. Zásoby sú značné a ťažbu možno rozšíriť.

Mezi Turou Lúknou a osadou U Holičov sa nachádza starý, opustený, menší, dnes zasutený kameňolom, založený v hrdzavočervených rádiolaritových vápencoch dogeru-malmu a neokómu s rohovcami, ktoré tu vytvárajú menšie bradlo. Horniny sa ťažili ako štetový kameň pre miestne cesty. Ťažbu by bolo možné rozšíriť.

Podobne aj pri osade Samkovci je malý lom nepatrného rozsahu v bradle dogerských svetlosivých vápencov s rádiolaritmi a v hnedočervených malmských vápencoch, ktoré sa používali ako štetový kameň na stavbu miestnych kopaničiarskych ciest.

Asi 1,5 km v. od Myjavy, v menšom bradle, ktoré je tvorené tenkovrstevnatými, nepravidelne intenzívne zvrásnenými sivými slienitými neokómskymi vápencami, je založený malý, dnes opustený kameňolom, kde sa ťažili tieto horniny ako štrk na miestne cesty a do základov okolitých stavieb.

Titónsko-neokómske slienité vápence, malmské hľuznaté vápence a dogerské krinoidové vápence, budujúce menšie bradlo, ťažia sa občas v malom lome na miestne stavebné účely a pri ceste medzi osadou Suchý vrch a Ďuricová dolina, severne od Rudníka.

V jurských krinoidových vápencoch čorštýnskej sukcesie, ktoré podobne ako členy kysuckej série budujú menšie bradlá, spomenieme nasledovné lokality:

Asi 1 km s. od obce Hrnčiarová sa nachádza väčší kameňolom (50x35x25 m), založený v sivých masívnych, hrubokrinooidových bajockých vápencoch, pevných, niekde prestúpených puklinami, v nadloží ktorých ležia tenkovrstevnaté až doskovité hľuznaté, hrdzavočervené malmské vápence. Teraz sa ťažia len krinoidové vápence, ktoré sa používajú na regulačné účely a zároveň ako cestný štrk a makadam. Ťažbu je možné rozšíriť. Ide o horniny s pevnosťou tlaku za sucha 1 652 kg/cm², po zmrazení 1 417 kg/cm², pevnosť v melení 932 kg/cm³, otlk v bubni L.A. 22 %.

Severne od osady U Valenčíkov, v menšom bradle so sivými, bajockými, krinoidovými vápencami je založených viac menších kameňolomov, v ktorých sa ťaží stavebný kameň len občas, podľa potreby na miestne účely okolitých osád.

Juhovýchodne od obce Ivanovce, tesne pri železničnej trati Trenčín – Nové Mesto n/Váhom je opustený kameňolom, založený v masívnych titónskych sivých vápencoch, ktoré sa ťažili hlavne ako železničný štrk. Lom je už dávno opustený.

Dolomity

Popri vápencoch majú z karbonátových hornín ako stavebné suroviny veľký význam aj dolomity. Tieto horniny sú v opisovanom regióne veľmi rozšírené v nedzovskom príkrove, v Čachtických i v Brezovských Karpatoch. Tu sa s nimi stretávame hlavne v strednom a vrchnom triase.

Ladinské dolomity v Čachtických Karpatoch sú známe v páse severne od k. Na Salaškách, no v súčasnosti sa tu nikde neťažia. Niekoľko menších lomov bolo v nich založených pri ceste 2. triedy medzi Novým Mestom nad Váhom a Bzincami pod Javorinou, kde sa v minulosti ťažili hlavne na cestné účely.

Z hľadiska chemického zloženia sa na základe výsledkov z povrchových odberov vzoriek ukázalo, že dolomity majú nižší obsah MgO a ide prevažne o vápňité dolomity.

Túto skutočnosť potvrdili aj výsledky chemických analýz z jadier vrtov, ktoré v nich vykonal pri Novom Meste n/Váhom, s. od kameňolomu „Zongor“ GP, Spišská Nová Ves (1977), aby zistil ich vhodnosť na výrobu „magma“. Pre nízky obsah MgO, boli dolomity odporúčané len na stavebnú účely, aj to nie na použitie do betónov (nedosahujú limitný obsah MgO, ktorý má byť minimálne 19,5 %).

Lepšie parametre z hľadiska obsahu karbonátovej zložky, ale najmä výšky MgO sa ukazujú v ladinských dolomitoch v južnej časti regiónu – v Brezovských Karpatoch.

Z hľadiska chemického zloženia ide o veľmi čisté dolomity, kde sa obsah CaO pohybuje málo nad 30 % a obsah MgO v rozsahu 20–21 %. Obsah nerozpustného zvyšku je veľmi nepatrný, takmer všade hlboko pod 0,5 %. Obsahy Al₂O₃ a Fe₂O₃ sú taktiež veľmi nízke. Pohybujú sa v rozmedzí niekoľkých desiatín až stotín percenta (J. HANÁČEK 1967).

Tieto dolomity sa doteraz využívali len lokálne z ťažko dostupných oblastí. Najviac, no pomerne malých, neudborne ťažených, strojovo nevybavených ťažobní, kde sa pracuje len príležitostne je založených v južnej časti pohoria, v okolí Dechtíc. Tu sa ťažia jednak západne od obce, v lokalite „Segedín“ a najnovšie i na svahoch, východne od obce. Surovina sa t.č. používa výlučne len na miestne stavebné účely ako prísada do malty a do betónu.

Okrem týchto malých ťažobní sa však v tomto type dolomitov nachádzajú i veľké ložiská s overenými zásobami, ktoré sú v prevádzke. Jedným z najvýznamnejších je ložisko Trstín. Nachádza sa asi 1 km severne od obce toho istého mena, asi 400 m východne od cesty 2. triedy v smere Trnava – Jablonica, v jv. časti morfológicky výrazného kopca Holý vrch.

V ložisku vystupujú dva typy karbonátových surovín – dolomity a dolomitické vápence, ktoré sa začleňujú k strednému triasu havranického príkrovu (J. BYSTRICKÝ – M. MAHEĽ 1970).

Dolomity zaberajú podstatnú časť ložiska. Generálne sú uložené 30–35° k SSV. Zhruba súhlasný úklon a smer majú podložné vápence, ktoré sú obnažené v spodnej etáži kameňolomu.

Dolomity sú prevažne svetlosivé, svetlé i béžové, s tmavšími pásmi. Sú jemnozrnné až celistvé, často brekciovité a ľahko rozpadavé.

Pod mikroskopom sa javí dolomit ako tvorený mikrokryštalickou až kryptokryštalickou karbonátovou hmotou. Horninu tvoria ostrohranné úlomky jemnozrnného dolomitu, ktoré sú obklopené ílovito-karbonátovou medzernou hmotou z dolomitu, so slabou prímесou kaolinitu. Niektoré dolomitové klence sú v okrajových úsekoch impregnované Fe hydroxidickým pigmentom.

Vápence sú svetlosivé, hnedasté až slabo ružovkasté, jemnozrnné až celistvé. Štruktúra vápencov je oolitická, organodetritická, alebo brekciovitá. Vápence sú skrasovatené.

Ložisko je prístupné viacerými priečnymi poruchami SSV-JJZ smeru, ktoré sú príkre, vytvárajú úzke porušené časti, ale pre ťažbu ložiska nemajú význam.

Z hľadiska chemického zloženia dolomitov ide o veľmi čistý, skoro stechiometrický dolomit, s rovnakým zastúpením CaO a MgO = 1:1.

Celkový obsah nečistôt je veľmi nízky, v priemere 0,33 %. Obsah škodlivín SO₃ a P₂O₅, sa objavuje len v stopách.

Hornina zodpovedá na základe laboratórnych skúšok kamenivu 2. a 3. triedy prírodného hutného kameniva, drveného v zmysle ČSN 72 1513.

Dolomity (v nepatrnom rozsahu i vápence) používajú rôzne organizácie predovšetkým ako drvené kamenivo na stavebné účely. Používajú sa do betónu, do fasádnych omietok, do obalových živičných kobercov, na posypy ciest a pod. Najviac sú vyrábané frakcie 4/8 a 8/16 mm.

Pretože po chemickej stránke ide o veľmi čisté dolomity, boli v rámci GP, Brno (1972) vyhodnotené ako vhodné aj na priemyselné použitie, a to v hutách na keramické účely, v sklárstve, na odkyselovanie vôd a pod. V súčasnosti sa používajú pre Třinecké železiarne.

Na základe uvedených prieskumných prác tu bolo zabezpečených v kat. C₁ 2,778 m³ a v kat. C₂ 1,071 m³ dolomitov vhodných na spomenuté účely.

Ďalším ložiskom, v ktorom sa ťažia podobné dolomity spolu s vápencami, je Buková. Ložisko sa nachádza asi 2 km v. od uvedenej obce a tiahne sa po oboch stranách cesty Trstín – Malacky.

Karbonátový komplex, ktorý reprezentuje ložisko, tvoria svetlé až svetlosivé vápence a dolomitické vápence s polohami vápniťých dolomitov a komplex dolomitov.

Surovinu pôvodne predstavoval len spomínaný komplex vápencov, ktoré sa ťažili na pálenie vápna, no po ich vyťažení sú to v súčasnosti predovšetkým dolomity.

Vápence sú jemnokryštalické, masívne alebo vrstevnaté, so sklonom k SZ, na základe fosílií, hlavne dasykladaceí – *Diplopora annulata*, sú ladiňského veku. Celé ložisko je postihnuté zlomovými poruchami sz.-jv. smeru, s úklonom k SV.

Chemické zloženie tohto vápencového súvrstvia je kolísavé. Vzorky z vrtných prác i z lomovej steny dokazujú, že obsah MgO sa pohybuje od 1–16 %. Priemerný obsah MgO vo vzorkách vrtných prác sa pohyboval nad 4 %, CaO niečo nad 50 %.

Podľa výsledkov skúšok v pevnosti tlaku (po vysušení 1 357 kg/cm² a po nasiaknutí 1 313 kg/cm²) sú vápence hodnotené ako vhodné na stavebné účely 2. triedy. Vápence sa tu ťažili od roku 1910 do roku 1975 a používali sa predovšetkým na pálenie vzdušného vápna na stavebné účely, ako aj pre saturačné potreby. V súčasnosti sú v severnej časti ťažobného ložiska ich zásoby prakticky vyčerpané a ťažia sa spolu s dolomitmi na stavebné účely. Hlavnou ťaženou surovinou v súčasnosti sú v tomto ložisku teda dolomity.

Ide o svetlé, svetlosivé, miestami sivé, prevažne masívne dolomity skalného charakteru, s ostrohranným rozpadom, intenzívne dopukané. Z hľadiska chemického zloženia ide o čisté, vysokopercenčné dolomity s obsahom MgO asi 21 %. Dolomity sa teraz spracúvajú a používajú na výrobu kameniva viacerých frakcií a hutné kamenivo na netuhé vozovky.

Okrem ladinských dolomitov majú značné rozšírenie a surovinový význam aj vrchnotriasové hlavné dolomity (hauptdolomity), a to najmä v Brezovských Karpatoch.

Z výsledkov chemických analýz vzoriek z povrchových odberov, ako aj z opustených a činných kameňolomov sa ukázalo (J. HANÁČEK 1967), že tu ide o čisté karbonáty a veľmi čisté dolomity, s obsahom MgO 21 %, CaO 31 %, len v niektorých profiloch pri obci Kočín stúpa jeho obsah aj nad 36 % na úkor zníženia obsahu MgO, ktorý klesá aj pod 17 %. Obsahy ostatných kysličníkov sa pohybujú len v niekoľkých desatinách a stotinách percent. Celkový obsah nerozpustného zvyšku sa pohybuje 0,5 % a len ojedinele stúpa nad túto hranicu.

Aj v týchto dolomitoch boli založené viaceré kameňolomy, z ktorých sú niektoré dodnes v prevádzke.

V severnej časti pohoria bolo niekoľko kameňolomov v prevádzke južne od Brezovej pod Bradlom, komunikačne východne situovaných pri ceste Jablonica – Brezová pod Bradlom. Zväčša išlo o menšie, polumechanizované lomy, kde sa ťažili hlavne dolomitové štrky na cestné účely, ako aj na miestne stavby do betónu i do omietok.

V jv. časti Brezovských Karpát sa ťažia tieto dolomity v niekoľkých väčších i menších mechanizovaných kameňolomoch. Je to predovšetkým oblasť na s. okraji obce Chtelnica, kde sa ťažia svetlé, svetlosivé dolomitové piesky na široké použitie v stavebníctve.

Značný význam má aj ložisko sv. od Dolného Lopašova, kde sa dolomity intenzívne ťažia a upravujú na použitie do betónov, omietok a iné stavebné účely. Vhodné sú aj na výrobu pohľadových betónov.

Okrem uvedených lomov sú v týchto dolomitoch založené ešte mnohé menšie ťažobne, ako napr. jz. od Lančára, sz. od Kočina a sz. od Vrbového, kde sa ťažba orientuje na podobné účely.

Vrchnotriasové dolomity v Čachtických Karpatoch neukazujú, pokiaľ tak môžeme usudzovať z výsledkov chemických analýz z povrchových vzoriek, také dobré parametre v chemickom zložení, ako to bolo v Brezovských Karpatoch. Je tu všeobecne nižší obsah MgO a zvýšenie CaO a miestami i vyšší obsah nerozpustného zvyšku.

V súčasnosti sa tieto dolomity nikde neťažia, hoci ich zásoby sú značné a aj komunikačne výhodne situované.

Ťažili sa hlavne v minulosti na juhu pohoria, v skupine Plešivca, v menšom rozsahu i v najsevernejšej časti sledovaného územia. Ide o tieto ťažobne:

– Kameňolom jv. od Hrachovišťa, na západných svahoch Veľkého Plešivca. Založený je v sivých lavicovitých, intenzívne dopukaných dolomitoch skalného charakteru. Dolomity sa prv ťažili a na mieste v strojovej drviarni upravovali na cestný štrk, prípadne na stavebné účely ako prísada do betónu a omietky.

– Kameňolom z. od Višňového. Založený je v sivých, lavicovitých dolomitoch, zväčša silne dodrvených a rozpadajúcich sa ľahko na dolomitický ostrohranný štrk. Na niektorých miestach však majú skalný charakter a ťažia sa vo väčších blokoch pre miestne stavby do základov a na štet.

– Kameňolom na v. svahoch Veľkého Plešivca (Podolské kopanice). Dlhý je 35 m, široký 10, vysoký 10 m. Dolomity sú sivé, niekde celistvé, zväčša prestúpené hustou sieťou puklín. Sú pomerne ľahko rozpadavé na dolomitický štrk. Ručne sa ťažia hlavne ako prísada do malty a do betónu, prípadne do omietok. Kedysi sa ťažili i na cestné účely.

– Kameňolom asi 700 m s. od osady Ošmek (Podolské kopanice). Dlhý je

40 m, široký 10 m, vysoký 12 m. Vystupujú tu sivé masívne dolomity skalného charakteru. V minulosti sa ťažili do základov miestnych domov a ako štetový kameň, prípadne na cestný štrk.

V severnej časti pohoria sa v minulosti ťažili vrstevnaté vrchnotriasové dolomity pri Haluziciach a na východnom svahu k. Hájnica, severne od Trenčianskych Bohuslavíc, a to hlavne na cestné účely a v menšom rozsahu i pre stavebníctvo najbližšieho okolia.

Zlepence (štrky) a pieskovce (piesky)

Ako stavebné suroviny majú v skúmanej oblasti značný význam aj zlepence, pieskovce, piesčité vápence egenburgu a otnangu, ale aj z vrchnej kriedy, hlavne koňaku.

Egenburské – otnanské zlepence nachádzame predovšetkým na východných svahoch Čachtických a Brezovských Karpát, ale aj v južnej časti Myjavskej pahorkatiny, medzi Čachtickými Karpatmi a bradlovým pásmom.

Tieto sedimenty sú väčšinou ľahko rozpadavé a poskytujú štrkopieskový materiál, ktorý sa ťažil, alebo dodnes ťaží vo viacerých ťažobniach.

V Myjavskej pahorkatine ide najmä o tieto lokality:

– Pieskovňa Krajné. Nachádza sa asi 500 m j. od obce na pravej strane cesty Krajné – Jablonka. Dlhá je 75 m, široká 10 m, vysoká 10 m. Vystupujú tu žltosivé drobnozrnné, ľahko kompaktné zlepence a pieskovce, v ktorých sa nachádzajú slaboopracované, dobre tmelené väčšie kusy pieskovcov. Slabo tmelené piesky a štrky sú kopateľné a občas, podľa potreby sa ťažia na stavebné účely ako prísada do malty a do omietky. Pevné tmelené pieskovce sú vhodné ako lomový kameň do základov miestnych stavieb.

– Západne od obce Hrachovište, na východnom svahu k. Dúbrava v dvoch malých pieskovniach nepravidelného tvaru sa sezónne ťažia hrdzavožlté piesky a ľahko rozpadavé, kopateľné zlepence a pieskovce na stavebné účely najbližšieho okolia. Používajú sa na omietky a do malty. Nachádzajú sa v nich aj vložky pevne stmelených pieskovcov, ktoré tu vlastne predstavujú vnútornú skrývku.

– Opustený jamový lom, na ľavej strane cesty Babulícov vrch – Myjava, pri k. 369. Dlhý je 50 m, široký 25 m, vysoký 5 m. V minulosti sa tu ťažili drobnozrnné zlepence skalného charakteru, spájané vápnitým tmelom a pieskovce na štet a makadam na stavbu okoloidúcej štátnej cesty, ale aj do základov miestnych stavieb.

– Opustená štrkovňa pri s. okraji obce Vaňovce. Dlhá je 25 m, vysoká 5 m a široká 15 m. Založená je v žltohnedých egenburských, ľahkorozpadavých, krompáčom kopateľných zlepencoch a drobnozrnných pieskovcoch. V nich sa nachádzajú väčšie, pevne tmelené, nepravidelné bloky, ktoré tvoria vnútornú skrývku. Používali sa na miestne stavebné účely ako prísada do malty a do omietky.

– Kameňolom sz. od obce Kostolné. Dlhý je 30 m, široký 5 m, vysoký 7 m, založený v sivých jemnozrnných pieskovcoch až piesčitých vápencoch v spodných lavicovitých polohách. Surovina sa ťažila sezónne hlavne v minulosti, teraz len občas do základov domov v obci a tiež na štet pre miestne cesty.

– Na pravej strane cesty Kostolné – Hodulov vrch asi 1 km jv. od posledne menovanej osady sú dve ťažobne. Vznikli v južnejšej časti, pri k. 301, v egenburských zlepencoch, ktoré sú vrstevnaté, vo vrchnejších častiach drobnozrnné až piesčité, slabo tmelené, ľahko kopateľné. V nižších polohách sú zlepence hrubšieho zrna, pevne tmelené vápnito-piesčitým tmelom a nadobúdajú skalný charakter. Pevne tmelené zlepence sa občas ťažia na stavebné účely do základov domov. Zásoby sú pomerne bohaté.

– V druhej lokalite, nachádzajúcej sa asi 500 m sz. od predošlého lomu je kameňolom založený tiež v egenburských zlepencoch. Zlepence sú pomerne slabo tmelené, ľahko kopateľné a ťažia sa na štrk rôznych frakcií pre betonárske práce na okolité stavby. Miestami sú v nich voľne ležiace, pevne tmelené kusy pieskovcov oválneho tvaru, ktoré sa neťažia a tvoria tu vnútornú skrývku.

Súvrstvia neogénu, zastúpené bazálnymi zlepenkami egenburgu, jablonickými zlepenkami karpátu a pieskovcami egenburgu–otnangu sa v značnom rozsahu vyskytujú i v najzápadnejšej časti územia, kde sú v nich tiež známe viaceré ťažobne.

– Lom pri osade Bašnári. Založený je s. od osady v egenburských zlepencoch. Vo vrchnejších polohách sú vrstevnaté, málo spevnené zlepence, kým v nižších polohách sú drobnozrnné zlepence, masívne, dobre tmelené, pevné, svetlosivej farby. Zlepence riedko prestúpené nepravidelnými puklinami, čo umožňuje ťažiť i väčšie bloky a kusy vhodné na regulačné účely, do základov okolitých stavieb, ako štetový kameň a pod. V súčasnom období sa v lome pracuje len príležitostne, podľa potreby.

– Pri ceste medzi osadou Kolárici – U Belanských je viac umelých jam nepravidelných rozmerov, v ktorých sa príležitostne, podľa potreby okolitých osád ručne ťažia žltosivé drobnozrnné zlepence až pieskovce, väčšinou slabo tmelené. Používajú sa ako prísada do omietky a do betónu. Viac spevnené časti tvoria vnútornú skrývku.

– Kameňolom sv. od Hradišťa pod Vrátnom. Je jedným z najväčších lomov v egenburských zlepencoch a pieskovcoch na skúmanom území. Je asi 180 m dlhý a 40 m vysoký. Ťažia sa tu stredno- a hrubozrnné, lavicovité pieskovce s hrúbkou 0,5–1 m, spolu so zlepenkami, v ktorých sú i veľké bloky slaboopracovaných balvanov. Kameňolom je polomechanizovaný. Rozdrvený materiál sa triedi na viacero frakcií; používajú ho ako granulovanú a terasovú drtinu pre stavebné organizácie do betónov, omietok, na cestné účely a pod. Zásoby boli odhadnuté na 1,1 mil. m³.

– Stenový kameňolom v. od Sobotišťa, s. od hradskej Sobotište – Stará Turá. Rozsahom patrí k väčším lomom. Nachádza sa už v jablonických masívnych i vrstevnatých zlepencoch (karpát). Teraz je lom opustený. Surovina sa používala hlavne ako lomový a stavebný kameň na hrubé kamenárske práce, ako aj na štrk a štet.

Pomerne vo veľkom rozsahu sa egenburské sedimenty ťažia aj v Čachtických Karpatoch, severne od Čachtíc. Sú to vrstevnaté zlepence, brekcie, piesčité vápence, pieskovce, tmelené vápnitým tmelom, hornina nadobúda skalný charakter. Toto súvrstvie leží transgresívne a diskordantne na ťažených wettersteinských vápencoch s hrúbkou od 1–30 m. Najhojnejšie sa vyskytujú v existujúcom veľkolome Čachtice, kde sa aj intenzívne ťažia spolu s vápenkami na stavebné účely. Na základe ich fyzikálno-mechanických vlastností (M. ŠUBJKOVÁ 1962) sú vhodné na výrobu obrubníkov a vyhovujú aj na výrobu lomového kameniva 3. triedy. Na výrobu krajníkov pre pomerne nízku pevnosť a vysokú obrusnosť sa neodporúčajú.

Najčastejšie sa používajú ako lomový kameň na regulačné a stavebné účely a ako kamenivo na cesty, do betónov a pod. Spolu s wettersteinskými vápenkami sa ťažili v minulosti i vo viacerých menších lomoch na južných svahoch k. Turecko a na severnom okraji Nového Mesta n/Váhom (Mnešice).

V južných úsekoch Čachtických Karpát sa ťažia na stavebné účely, hlavne do základov domov. Ako štetový kameň pre miestne cesty sa občas ťažia aj masívne, prípadne lavicovité hrubozrnné zlepence (veľkosť valúnov 5–20 cm) v menšom lome južne od Korytnianskych kopaníc. Sú spájané vápnitým

tmelom a nadobúdajú brekciovitý charakter. Ťažia sa spolu s dolomitmi, ktoré v zlepencoch tvoria veľké hniezda.

Slabo tmelené a pomerne ľahko rozpadavé, kopateľné zlepenca sa ťažia vo viacerých menších jamových štrkovniach na južných svahoch kóty Salašky, sv. od osady Ošmek. Používajú sa do betónu, jemnejšie časti aj do omietok.

Slabo tmelené jemné sivožlté pieskovce a piesky sa ťažia len na jednom mieste, a to v menšej nepravidelnej pieskovni pod Veľkým Plešivcom, asi 1 km sz. od Podolských kopaníc. Používajú sa na stavebné účely v okolí.

Ako stavebné suroviny majú menší význam aj paleogénne (paleogén-spodný eocén) zlepenca, ktoré sú rozšírené najmä v oblasti Priepasného. Tu, južne od osady sa v nich nachádzajú viaceré menšie jamové lomy, založené v pevných, strednozrnných zlepencoch, spájaných vápnitým tmelom. Kedysi poskytovali jednak stavebný kameň do základov pre miestne stavby ale slúžili ako štetový kameň na úpravu tunajších ciest.

Zo zlepencových sedimentov majú značný význam v stavebníctve hlavne ako stavebný, prípadne i ušľachtilý kameň, zlepenca, ktoré sa v minulosti začleňovali tiež do burdigalu (egenburgu), avšak podľa tu uvedených poznatkov patria k vrchnej kriede vývoja Bradla – do koňaku.

Rozšírené sú najmä sv. od obce Dobrá Voda, odkiaľ sa tiahnu sv. smerom. Keďže ide o horniny, ktoré svojimi parametrami vyhovujú aj na náročnejšie účely, bližšie sa o nich zmienime v kapitole „Kameň pre šľachtenú kamenársku výrobu“.

Travertíny

Okrem uvedených typov hornín využívaných na stavebné účely sa používali donedávna i kvartérne travertíny, ktoré sa ťažili v menšom kameňolome, severne od Hradišťa pod Vrátnom, pri ceste vedúcej do Myjavy. Ide o hubovité, kompaktné pleistocénne travertíny s pevnosťou v tlaku 253 kg/cm^2 , ktoré sa ťažili na stavebné účely pre miestne potreby.

Travertíny, ale rozpadavé, sa v menšom rozsahu nachádzajú aj pri osade U Januškov, na z. svahoch Šipkovského hája. Ťažia sa príležitostne v malej ťažobni na miestne stavebné účely.

Tehliarske suroviny

Tehliarske suroviny na predmetnom území poskytujú viaceré geologické útvary:

- vrchnokriedové súvrstvie, s prevahou ílovcov santónskeho veku,
- sedimenty paleogénu Myjavskej pahorkatiny vo vývoji bridlíc a ílovcov,
- spraše a sprašové hliny.

Vrchnokriedové súvrstvie. Tvoria ho prevažne sivozelené až hnedasté, tenko vrstevnaté, vápnito-ílované bridlice až íly, striedajúce sa s málo pevnými hnedastými, tenko vrstevnatými (3–15 cm) pieskovcami. V tomto súvrství je vybudovaná tehelná v Brezovej pod Bradlom, kde sa v minulosti vyrábali plné pálené tehly, s kapacitou asi 3 mil. kusov ročne.

Technologické vlastnosti zásob tehliarskych surovín v tejto oblasti zhodnotil GP; Brno (1958). Na základe prieskumných prác na skúmanom území boli zistené:

- ílované hliny (kvartérne) – stredne plastické
- navetrané ílovce (kriedové) – plastické

– navetrané ílovce (kriedové) – výrazne neplastické a bez osobitných úprav nepoužiteľné

– piesky s bohatou prímесou úlomkov, prípadne štrky na tehliarsku výrobu nepoužiteľné.

Prvé dva typy suroviny sú vhodné na výrobu plných i dierovaných tehál. Tretí typ sa môže použiť len po úprave.

Sedimenty paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Z týchto sedimentov sa ako tehliarske suroviny používajú eocénné ílovité a bridličnaté sedimenty z ložiska pri Myjave.

Súvrstvie bližšie skúmané Nerudným prieskumom, Brno (1953 a 1956) v predpolí terajšieho hliniska na Myjave, v ktorom sa vyrábajú plné pálené tehly. V miestach tehelne je súvrstvie tvorené prevažne žltohnedými, sivohnedými až pestrofarebnými, jemne piesčitými, slabo vápnitými ílovcami, ktoré sú vo vrchných častiach dosť navetrané. Ílovce obsahujú miestami drobné, väčšinou však práškovite rozpadavé CaCO_3 konkrécie a ojedinele vložky alebo medzivrstvičky sivo hnedého limonitizovaného a sľudnatého pieskovca. Ílovce sa smerom do podlažia menia do kompaktnějších vápnitých ílovcov až slieňovcov, s vložkami plastických pestrofarebných ílov, prípadne s vložkami alebo polohami sivých, čiastočne limonitizovaných pieskovcov. V ílovcoch pestrých farieb môžeme pozorovať konkrécie a sekundárne vylúčené kaolínové žilky.

Tú časť, ktorá obsahuje veľa pieskovcov alebo CaCO_3 , je potrebné vylúčiť, alebo pri ťažbe jednoducho obchádzať, hoci sa tieto pomery z miesta na miesto ťažby menia. Niekedy je možné nájsť aj úseky bez týchto prímесí.

Spraše a sprašové hliny. Významnou surovinou na stavebnú výrobu v skúmanom regióne sú spraše a sprašové hliny.

Rozšírené sú najmä vo východnej časti Čachtických i Brezovských Karpát, kde budujú morfológicky dosť výrazný stupeň, ktorý je označovaný ako sprašová pseudoterasa, ale v menšom rozsahu sa stretávame s nimi aj vo vnútornejších častiach severných výbežkov Malých Karpát a Myjavskej pahorkatiny.

V minulosti sa táto surovina ťažila na mnohých miestach v menších hliniskách (dnes už opustených, napr. pri Bzinciach pod Javorinou, pri Novom Meste n/Váhom a inde), najmä na výrobu nepálených „surových“ tehál pre miestnu potrebu.

V súčasnosti sa ťažia na výrobu plných tehál vo viacerých ložiskách, hlavne na v. svahoch Čachtických a Brezovských Karpát.

V najsevernejšej časti skúmaného územia sa nachádza ložisko, ležiace severne od obce Mnešice (dnes súčasť Nového Mesta n/Váhom), kde boli vymedzené dve ložiská a teda i dve tehelne. V súčasnosti pracuje už len jedna, s kapacitou 1 mil. plných pálených tehál ročne, no v najbližšom čase sa má tiež uzavrieť.

Spraše a sprašové hliny boli na základe zhodnotenia GP, Brno (1958) spracované aj po technologickej stránke. Konštatuje sa, že spraše sú zeminou stredne plastickou, prípadne niekedy až málo plastickou. Obsah hrubých frakcií je kolísavý a ide zväčša o vápnité konkrécie – cicváry. Práve ony tvoria škodlivú prímес, pretože pri vypaľovaní dochádza k rozpukávaniu materiálu. Preto je potrebné surovinu pred spracovaním mlieť. Drviteľnosť spraše a jej rozrábanie vodou je ľahké. Rozrábacia voda kolíše v medziach 19–20 %. Pri sušení je surovina necitlivá a nevznikajú trhliny ani iné závady na črepe, pričom sa sušením surovina spečie o 3–5 %. Najvýhodnejší

je výpal pri 950–1 050 °C. Surovinu možno použiť výlučne na výrobu silnostenného črepu, prípadne na výrobu mnohodierovaných tehál.

Sprašové hliny sú surovinou väznejšou ako spraš. V dôsledku úbytku CaO v prospech Al₂O₃ ide o zemínu s vhodnejšími keramickými vlastnosťami. Citlivosť pri sušení je o niečo vyššia ako pri sprašiach. Spoločnou ťažbou a spracovaním sa zlepšia vlastnosti sprašovej suroviny a po dôkladnej úprave sa dá počítať aj s výrobou dutého tovaru (trativodky).

Spraše a sprašové hliny sprašovej pseudoterasy, často s konkréciami CaCO₃ sa ťažia hlavne na výrobu plných pálených tehál jz. od obce Vrbové. Po eliminovaní cicvárových konkrécií je surovina vhodná na základe výsledkov prieskumných prác (Nerudný průzkum, Brno 1958) aj na náročnejšie tehliarske výrobky. Ročná ťažba 7 mil. ks znamená, že geologické zásoby v kat. B boli zabezpečené v množstve 311 tis. m².

V minulosti sa sprašové hliny ťažili aj severne od Starej Turej. Hlínisko je 100 m dlhé, 50 m široké a 8 m vysoké.

Na základe výsledkov geologických prieskumných prác, vykonaných Nerudným průzkumom, Brno (1968), treba konštatovať, že surovinu tvoria výlučne ílovité kvartérne sprašové hliny žltej farby, s kolmou odlučnosťou, ale pripúšťa sa, že časť týchto hlín je produktom vetrania vrchnokriedového podlažia. Priemerná hrúbka hlín dosahuje až 9 m.

Na základe technologických skúšok vykazujú tieto suroviny dobrú plasticitu, vyhovujú na výrobu plných pálených tehál a pri vhodnej úprave i na výrobu mnohodierovaných a dutých tehál, prípadne i na výrobu krytiny pre miestne stavby. Aj podložné paleogénne íly a ílovce na základe uskutočnených technologických skúšok by bolo možné po úprave použiť ako tehliarsku surovinu, ktorá sa ale v súčasnosti neťaží.

Spraše a sprašové hliny sa v minulosti ako základný materiál na plnú pálenú tehlu ťažili aj pri obci Bošáca, s kapacitou 1,5 mil. ks. V súčasnosti nie je ložisko v prevádzke.

Okrem uvedených ložísk, v ktorých sa kedysi, alebo aj v súčasnosti ťažilo, boli spraše a sprašové hliny z hľadiska ich vhodnosti použitia na tehliarsku výrobu overované i západne od obce Častkovce, v lokalite Kratiny, v podloží ktorých (hrúbka spraší 18 m) vystupujú neogénne íly karpátu s polohami rozpadavých pieskovcov.

Spraše a sprašové hliny spolu s podložnými ílmi boli vyhodnotené na základe vykonaných prieskumných prác (GP, Spišská Nová Ves, 1971 – J. MASÁR) ako vhodné na výrobu plných a dierovaných tehál.

Kameň na šľachtenú kamenársku výrobu

Popri už uvedených možnostiach surovinového využitia vyššie opísaných hornín majú niektoré typy hornín význam aj pre šľachtenú kamenársku výrobu.

Takýmito horninami sú predovšetkým zlepence, pieskovce, piesčité vápence vrchnej kriedy (koňak), prípadne bazálneho neogénu (egenburg).

Vrchnokriedové sedimenty vystupujú najmä v Brezovských Karpatoch, jv. od Dobrej Vody. Ide o pevné, masívne, slabo hrubolavicovité horniny skalného charakteru, rôznej zrnitosti, tmelené vápnitým tmelom, ktoré sa už v 10. storočí využívali na spomínané účely, najmä v okolí Dechtíc.

Prieskumné práce v týchto horninách v rámci vyhľadávacieho prieskumu, GP, Spišská Nová Ves, vykázali ich vhodnosť na tieto účely a vymedzili i prognózne zdroje nad 2 mil. m³. Išlo o lokality na svahoch ukončenia

Chtelnickej doliny, na k. Skalka a severne od zámku Výtok, ďalej sv. od obce Dobrá Voda a s. od obce Dechtice, na k. Bradlo.

Orientačné vzorky ukázali takéto hodnoty fyzikálnych mechanických vlastností hornín:

špec. váha	2,71 g/cm ³	otlk	45,96
objem. váha	2,53 g/cm ³	obrus cm ² .cm ³	0,74 %
nasiakavosť	1,92–4,86	pevnosť v tlaku	586

Hodnoty chemického zloženia hornín:

SiO ₂	2,33 %	TiO ₂	0,12 %
Al ₂ O ₃	0,69 %	MnO	0,02 %
Fe ₂ O ₃	0,45 %	P ₂ O ₅	0,02 %
CaO	44,15 %	K ₂ O	0,15 %
MgO	8,47 %	Na ₂ O	0,12 %
		str. žih.	43,39 %

Horniny obsahujú takmer výlučne karbonátový materiál, miestami však, ako napr. na lokalite Bradlo i menšie rohovce, čo spôsobuje ťažkosti pri rezaní blokov.

Bolo tu zistených asi 9 mil. m³ prognózných zásob v kat. D, vhodných na sochárske a kamenárske práce, na obklady a na rekonštrukčné práce, príp. ako kamenivo 3. triedy.

V súčasnosti sa tieto horniny v Brezovských Karpatoch ťažia v menšom nemechanizovanom kameňolome asi 1,5 km ssz. od chtelnickej horárne ako surové bloky na dekoračné účely. Bloky sa opracúvajú a používajú na reštaurátorské práce historických stavieb, jednak na Slovensku, ale aj v Čechách, prípadne aj na sochárske účely.

Horniny podobných vlastností, ale egenburského veku sa nachádzajú na v. svahoch Čachtického pohoria, s. od Čachtíc, kde sa ťažia hlavne ako kamenivo 3. triedy na stavebné účely, no na základe ich fyzikálno-mechanických vlastností (M. ŠUBJAKOVÁ 1962) sú čiastočne vhodné aj na výrobu obrubníkov, na obklady a pod. Na výrobu krajníkov pre pomerne nízku pevnosť a vysokú obrusnosť a neodporúčajú.

Orientačná fyzikálno-mechanická skúška horniny ukázala nasledovné hodnoty: pevnosť v tlaku po vysušení – 937 kg/cm², po nasiaknutí – 711 kg/cm² priemer – 613 kg/cm², obrusnosť – 0,54 kg/cm².

Podľa literárnych údajov sa v minulosti na šľachtenú kamenársku výrobu v menšom rozsahu používali i reiflinské vápence na kóte Kamenica, pri obci Šterusy. Podľa posledných výsledkov orientačného geologického prieskumu (GP, Spišská Nová Ves) sa však tieto horniny odporúčajú len ako stavebné suroviny na výrobu kameniva.

Iné nerudné suroviny

Okrem už uvedených nálezísk sa na území listu Myjava vyskytujú aj ďalšie druhy nerudných surovín. Medzi také suroviny patrí sadrovec. Výskyt sadrovca bol zistený pri obci Rudník, výčjodne od Myjavy, pri kopaní studne pre miestne JRD.

Na základe uvedeného nálezku vykonal tu v roku 1957 Nerudný prieskum, Brno geologický prieskum a urobili sa dva vrty a jedna šachtica.

Z uskutočnených prieskumných prác vyplynulo, že sadrovec sa nachádza vo vrstevnom komplexe, ktorý tvoria slienité íly, vo vrchných častiach svetlých farieb, v spodných polohách bituminózneho charakteru, ktoré sú

preplnené úlomkami terigénneho materiálu. Medzi týmito úlomkami sú najčastejšie zastúpené karbonátové horniny tmavých farieb, slienité pieskovce, piesčité sliene a sadrovec. Sdrovec je väčšinou zreteľne vrstevnatý, nachádzajúci sa jednak vo forme rozlámaných lavíc, jednak vo forme detritu, viac-menej znečistený jemne dispergovanou, ílovitou hmotou, ktorá zdôrazňuje primárnu paralelnú textúru horniny. Hrúbka sadrovca nikde nie je väčšia ako 1 m, a preto o jeho čiastkových pozíciách nemožno hovoriť ako o ložisku. Stratigrafické zaradenie výskytu sadrovca je zatiaľ problematické. V správe Nerudného prieskumu, Brno sa uvádza, že patrí do vrchnej kriedy. Na základe ústneho oznámenia A. Begana a J. Salaja ide o keuper klapskej jednotky (drietomskej sekvencie).

Chemické rozborý vzoriek sadrovca, ktoré boli zozbierané v okolí zmienenej studne v roku 1957 prieniesli nasledovné výsledky:

	Sdrovec sivý vrstevnatý	Žilka bieleho sdrovca	Sivý karbonát
SiO ₂	0,04	0,15	0,28
Al ₂ O ₃	0,38	0,29	0,35
Fe ₂ O ₃	0,06	0,06	0,21
CaO	32,55	32,49	30,44
MgO	0,63	0,51	18,54
SO ₃	46,49	46,40	5,60
str.ž. pri 300°	19,27	19,04	2,23
str.ž. pri 600°	1,24	1,40	15,70
str.ž. pri 1 000°	-	-	27,03
str.ž. celkom	20,51	20,44	44,96
CO ₂	0,03	0,05	
obsah sadrovca	takmer 100 %	takmer 100 %	12,05 %

Z vrtu č. 1 sa urobili 3 kompletne analýzy. Zo vzorky z metráže 20,20–21 m sa zistilo, že ide o značne čistý sadrovec, ale malej hrúbky, len 70 cm.

H ₂ O /300°	18,42
SO ₃	44,29
str.ž. 600°	1,26
Al ₂ O ₃	0,61
Fe ₂ O ₃	0,25
TiO ₂	40,05
CaO	32,75
MgO	0,89
SiO ₂	1,15
sdrovec	95,20

Pri ďalších dvoch vzorkách, a to z metráže 28,30–28,40 a 29,00–29,50 je jasné, že ide o karbonátovú horninu s malou prímiesou sadrovca.

Zo šachtice č. 1 bol urobený chemický rozbor úlomkov karbonátovej horniny z metráže 2,50 s výsledkami:

SiO ₂	6,60
Al ₂ O ₃	3,32
Fe ₂ O ₃	0,97
TiO ₂	0,15

CaO	47,63
MgO	0,84
SO ₃	1,19
str.ž./900°	38,22

Na základe uvedených prieskumných prác sa konštatovalo, že v priestore severne od obce Rudník sa nenachádzajú nijaké väčšie súvislé polohy síranu vápenatého. Tunajší výskyt má len mineralogický charakter.

PEVNÉ A PLYNNÉ UHLĽOVODÍKY

V skúmanej oblasti okrem uvedených surovín boli zaznamenané aj výskyty uhlia a zemného plynu.

Uhlie

Výskyty uhlia sa zistili na viacerých miestach, a to hlavne v súvrstviach vrchnej kriedy a v menšom rozsahu aj v miocéne-karpate.

Na ostatných ďalej opísaných lokalitách však vždy ide len o niekoľko cm hrubé a nakrátko sa vykliňujúce šošovky, väčšinou v ílovitých alebo slienitých fáciách spomínaných súvrství. V dvoch lokalitách v senónskom súvrství sa realizovali aj prieskumné práce menšieho rozsahu, no výsledky boli negatívne.

Pri Pustej Vsi (O. KODYM 1936) bola hĺbená šachtica až do hĺbky 4 m. V hĺbke 2,20–2,70 m bola zistená silne znečistená poloha s hnedým uhlím.

Pri obci Višňové, na severnom úpätí Vačovského vrchu boli situované tri kratšie vrty (M. KATYK 1946) v oblasti, kde sa údajne našlo uhlie, no vrtné práce tento dohad nepotvrdili.

V archívnych materiáloch zo senónu tejto oblasti sa ešte spomínajú lokality neďaleko pri Pustej Vsi, pri kopanici U Kováčov, ďalej pri Brezovej pod Bradlom, pri osade U Štefov, ako aj pri obci Krajné, sz. od obce.

Z miocénu D. ANDRUSOV (1950) uvádza slojky uhlia z egenburských (burdigalských) zlepcov od Hrušového, M. KATYK (1946) zo slienitého súvrstvia karpátu, západne od Častkoviec, v lokalite Kratiny v sprašovom výmole.

Vo všetkých spomínaných lokalitách išlo len o niekoľko cm hrubé slojky uhlia, s max. hrúbkou do 15–20 cm, ktoré sa údajne i ťažilo (podľa literárnych údajov, opierajúcich sa o ústne podanie) obyčajne miestnymi kováčmi, prípadne inými obyvateľmi. Dnes sú všetky tieto lokality zasutené a ich lokalizácia je neistá.

Ako sme už naznačili, slojky uhlia boli zistené tesne pod povrchom, v pomerne malých hĺbkach a v nepatrných hrúbkach a nič nenaznačuje existenciu slojí väčších rozmerov.

Zemný plyn

Na možnosť výskytu ropy a zemného plynu v oblasti Myjavskej pahorkatiny upozornil prvý raz J. SALAJ (1966), ktorý na tomto území navrhol realizovať hlbinný vrt U Zmekov.

Vrtom Lu-1 (B. LEŠKO a kol. 1978) medzi Starou Turou a Ľubinou bol

potvrdený výskyt zemného plynu v hĺbke 3 080–3 088 m v horninách interpretovaných ako paleogén. Je pravdepodobné, že ide o migrované výskyt z podložného mezozoika.

Ako vyplýva z celkovej tektonickej stavby, najvhodnejšou oblasťou pre situovanie ďalších hlbinných vrto v sa ukazuje územie pri bradlovej zóne jz. od bradloveho pásma. Predpokladáme, že tu budú kolektorské karbonátové horniny hlavne vrchného triasu so zachovaným tesniacim obalom.

PROGNÓZNE OCENENIE ÚZEMIA MAPY Z HĽADISKA VÝSKYTU NERASTNÝCH SUROVÍN

O prevažnej časti skúmaného územia je z nášho hľadiska už pojednávané v rámci Vysvetliviek ku geologickým mapám (1:25 000), ako aj v správach dotýkajúcich sa najrozšírenejších typov karbonátových hornín v tejto oblasti.

Pretože oproti spomenutým prácam vymedzujeme tu i ďalšie prognózne typy surovín, prípadne u niektorých rozširujeme ich prognózne oblasti, dotkneme sa na tomto mieste aspoň krátko aj tejto problematiky.

Na základe doterajších poznatkov, opierajúcich sa o výsledky základného a aplikovaného výskumu, ale aj o práce prieskumného charakteru, môžeme povedať, že skúmané územie z hľadiska prognóz nerastných surovín má veľký význam, najmä pokiaľ ide o niektoré typy nerudných nerastných surovín, ako aj tekuté a plynné uhľovodíky.

Nerudné nerastné suroviny

Z nerudných nerastných surovín ako prognózne vymedzujeme:

- a) horniny, vhodné na priemyselné účely, náročné na ich čistotu
- b) na šľachtenú kamenársku výrobu
- c) na stavebné účely.

Na náročnejšie priemyselné využitie vymedzujeme vápence a dolomity.

Z vápencov ide predovšetkým o vápence wettersteinského typu a steinalmské vápence, či už v Brezovských, alebo v Čachtických Karpatoch.

V Brezovských Karpatoch sú steinalmské a wettersteinské vápence najmo-
hutnejšie vyvinuté v kryhe Klenovej, ktoré tvoria pretiahnutý v strednej
časti až 2 km široký pás od prameňa Mariáš pri Dobrej Vode, budujúce k.
Červičku až po k. Klenovú a v menšej miere i v dechtickej kryhe, najmä se-
verne od Dechtíc a pri Kočíne.

V kryhe Klenovej ukazujú chemické analýzy z povrchových vzoriek, že
sa tu vyskytujú veľmi čisté, vysokopercenčné vápence. Obsah CaO sa takmer
vo všetkých analyzovaných vzorkách pohybuje okolo 54,5 % (priemer z 55 ana-
lýz). Obsah MgO je pomerne nízky (priemer z 13 analýz – 0,5 %).

Vápence v dechtickej kryhe sú prevažne svetlé a svetlosivé, miestami
s polohami svetlých dolomitov.

Chemické analýzy z povrchových vzoriek zo širšej oblasti ukázali, že

ide o čisté vápence s obsahom CaO prevažne nad 54 % a s meniacim sa obsahom MgO (0,25– 3,95 %), priemer zo 42 analýz 1,34 %. Podobné vlastnosti, pokiaľ ide o chemické zloženie, ukázali aj vzorky z prieskumných prác od Dechtíc.

Túto skutočnosť, ich pomerne veľkú čistotu, nielen karbonátovej zložky, ale predovšetkým obsahu MgO – potvrdili aj prv prieskumné práce neďaleko Dehtíc, na k. Skalová a Lažteky.

Preto za prognózne z hľadiska možnosti ich použitia na náročnejšie priemyselné účely vymedzujeme širšiu oblasť pri Dehticiach a Kočíne oba typy vápencov (steinalmské a wettersteinské), najmä v kryhe Klenovej.

V Čachtických Karpatoch sú rozšírené najmä wettersteinské vápence, budujúce severnú časť ich ústredného hrebeňa.

Ide tu v podstate o čisté vápence, no častejšie s polohami a tenkými laminami dolomitickými časťami. Z tohto hľadiska sú menej kvalitné ako v Brezovských Karpatoch.

Na základe doterajších poznatkov a z chemických analýz sa dajú z povrchu i prieskumných prác pri Čachticiach, Novom Meste n/Váhom i Hrušovom, pri určitej tolerancii k obsahu MgO vymedziť kryhy s vlastnosťami, ktoré vyhovujú na náročné priemyselné účely.

V podstate celá kryha týchto vápencov, či už z v. strany pohoria (oblasť severne od Čachtíc) alebo aj zo sz. časti pohoria, jv. od Hrušového, bola a stále je v pozornosti prieskumných organizácií. Ich výsledky ukazujú na pomerne dobrú kvalitu suroviny na tieto účely.

Ďalšie zásoby by bolo možné vymedziť južnejšie od preskúmaného územia, pri Hrušovom a medzi Višňovým a sz. od Čachtíc.

Dolomity. Popri vápencoch vymedzujeme na náročnejšie priemyselné využitie aj dolomity, ale len v Brezovských Karpatoch.

Dolomity stredno- i vrchnotriasové tu tvoria rozsiahle komplexy, ktoré sa doteraz v podstate využívali (až na jedno ložisko) len na stavebné účely.

Na základe výsledkov chemických analýz z povrchových vzoriek možno konštatovať, že v oboch prípadoch ide o čisté vysokopercentné rozpadavé dolomity s vysokým obsahom MgO – 20–21 % a svojimi vlastnosťami by vyhovovali pre mnohé priemyselné odvetvia, náročné na ich čistotu, teda vysoký obsah MgO a mechanické vlastnosti.

Z hľadiska komunikačnej polohy by prichádzali do úvahy najmä dolomity v páse medzi Dehticami a Prašníkom, ale aj stredotriasové dolomity medzi Hradištom p. Vrátnom a osadou U Fajnorov a vrchnotriasové dolomity medzi Brezovou pod Bradlom a Prašníkom.

Hoci tieto typy dolomitov sú vo veľkom rozsahu vyvinuté aj v Čachtických Karpatoch, na náročnejšie priemyselné využitie nevykazujú také dobré parametre ako dolomity v Brezovských Karpatoch, hlavne v obsahu MgO (pozorovateľne nižší i vyšší obsah nerozp. zvyšku), čo sme zistili na základe odberu povrchových vzoriek a neskôr tento poznatok potvrdili i prieskumné práce GP, Spišská Nová Ves pri Novom Meste n/Váhom (1977).

Horniny na šľachtenú kamenársku výrobu

Na šľachtenú kamenársku výrobu, hlavne z hľadiska hrubého opracovania na základe overených vlastností vo viacerých lokalitách (už uvedených) vy-

medzujeme: ako najvhodnejšie súvrstvie vrchnokriedové baranecké pieskovce a zlepenie koňaku v Myjavskej pahorkatine i Brezovských Karpatoch.

Ide predovšetkým o širšie oblasti sv. od Dechtíc na k. Bradlo, na k. 333 (kopec sv. Róchusa), ďalej celý pás od Dobrej Vody až takmer po Pustú Ves a potom o menšiu pretiahnutú šošovku pri Brezovej pod Bradlom na k. Baranec.

Okrem koňackých zlepenčov a pieskovcov na šľachtenú kamenársku výrobu ukazujú vhodné parametre aj egenburské pevné zlepence a pieskovce, tmelené vápnitým tmelom, ktoré sa vo veľkom ťažia len na kamenivo, na stavebné účely.

Túto oblasť doporučame, najmä predpolie bývalého kameňolomu „Čachtice I“ na využitie v šľachtenej kamenárskej výrobe.

Stavebné suroviny

Z hľadiska prognóznosti v skúmanej oblasti prichádzajú do úvahy hlavne vápence, dolomity, zlepence a pieskovce, ako i spraše a sprašové hlíny.

U vápencov sú perspektívne okrem typov, ktoré sme vymedzili na náročnejšie priemyselné účely, teda wettersteinské a steinalmské vápence i ďalšie typy.

V stavebníctve by bolo možné využívať vlastne celú škálu vápencov, vystupujúcich v skúmanej oblasti. Tu sa však obmedzíme predovšetkým na také typy, ktoré sú vyvinuté vo veľkom rozsahu s perspektívou veľkoťažby. Také sú predovšetkým vápence stredného a vrchného triasu.

Ide najmä o typ anaberských vápencov, ktoré sú rozšírené v Brezovských Karpatoch, najmä s. od Dobrej Vody, v oblasti Hlbokého dolu a v. od kameňolomu pri Dobrej Vode, ako aj o vápence reiflinského typu, rozšírené sz. od Dechtíc v oblasti Ťažtekov, na Kamenici pri Kočíne a v. od kameňolomu pri Jablonici.

V Čachtických Karpatoch okrem wettersteinských vápencov by na stavebné účely bolo možné vyčleniť ešte schreyeralmské vápence pri Hrušovom. Typ dachsteinských vápencov, hoci v severnej časti skúmaného územia vystupuje pomerne v značnom rozsahu, nepovažujeme na základe poznatkov z kameňolomu pri Bzinciach p. Javorinou v nich založeného, za prognózne ani na stavebné účely.

Mladšie typy vápencov najmä z jury a spodnej kriedy hoci budujú mnohé bralá bradlového pásma a severné aj južné územia Čachtických Karpát, z hľadiska prognózy nemajú podstatný význam, pretože ich výskyty zväčša nevyhovujú ani z hľadiska množstva ani kvality súčasným požiadavkám na stavebný kameň a kamenivo. Vhodné sú len na nenáročné stavby, príp. miestne cesty a pod.

Prognóznosť skúmaného územia z hľadiska možnosti využitia dolomitov na stavebné účely je bez nadsádzky veľmi priaznivá. Sú tu obrovské možnosti získania ďalších zásob týchto, dnes už v širokej škále používaných surovín pri výrobe rôznych druhov stavebných látok.

Na tieto účely vyhovujú prakticky všetky vymedzené typy a horizonty menovaných hornín, a síce stredného i vrchného triasu, hlavne v Brezovských Karpatoch a pre menej náročné účely aj v Čachtických Karpatoch.

Sú to predovšetkým oblasti už vymedzené v rámci možnosti použitia týchto hornín pre náročné priemyselné využitie v oblasti Brezovských Karpát, najmä v ich severných územiach, ale hlavne v páse medzi Dehticami a Prašníkom, ktoré sa tu na viacerých miestach aj intenzívne ťažia.

Význam týchto dolomitov pre stavebníctvo vzrastie hlavne po zavedení

výroby bielych a farebných cementov. Vhodnosť dolomitov z tohto pásu bola na výrobu bielych betónov, suchých omietkových zmesí, terazza, ako aj na výrobu prefabrikovaných dekoračných dielcov a pohľadového betónu preukázaná z viacerých lokalít (Dolný Lopašov, Trstín a i.). Okrem už vymedzených oblastí môžeme ešte doplniť územia sz. od Dobrej Vody a severne od Trstína.

Podobne pre stavebníctvo možno rátať s rozsiahlymi zásobami stredno- i vrchnotriasových dolomitov v Čachtických Karpatoch, ktoré však nie sú také kvalitné ako už spomínané dolomity a možno rátať s ich použitím len pre menej náročné účely.

Ide tu najmä o mohutný komplex Veľkého Plešivca a o pás stredotriasových dolomitov severne od Nového Mesta n/Váhom.

Popri už vyššie uvedených nerudných surovinách, významné postavenie z hľadiska súčasného využívania i z hľadiska prognóz majú hlavne pieskovce (piesky) a zlepence (štrky), rozšírené najmä v bazálnom miocéne (egenburgu) a vo vrchnej kriede jednak ako pevné skalné horniny (pieskovce, zlepence, tmelené vápnitým tmelom), alebo rozpadavé horniny ako štrky a piesky. Rozšírené sú v Myjavskej pahorkatine, ale i v Čachtických a Brezovských Karpatoch.

Ďalšie zásoby týchto surovín (skalného charakteru) možno získať jednak už zo spomenutých prognózných oblastí (na dekoračné účely) z koňackých zlepencov v Brezovských Karpatoch, medzi Dobrou Vodou a Pustou Vsou, ale aj z oblasti sv. od Dechtíc i z egenburských zlepencov a pieskovcov severne od Čachtíc, ďalej v Myjavskej pahorkatine pri Bašnároch, Hodulovom vrchu a pri Hradišti pod Vrátnom. Ako štrky a piesky sú známe nálezy hlavne v okolí Hrachovišťa, Vaďoviec a Kostolného.

Najprognóznejšími útvarmi na získanie ďalších zásob surovín vhodných na tehliarsku výrobu sú spraše a sprašové hliny, prípadne neogénne ílovité fácie ich podložia, rozšírené hlavne na východných predhoriach Brezovských a Čachtických Karpát. Za najvhodnejšie územie považujeme pás spraší a sprašových hĺn spolu aj s ich ílovitým podložím vrchného miocénu (karpátu) najmä medzi Čachticami a Vrbovým a medzi Vrbovým a Čhtelnicou. Ako prognózne vymedzujeme na tieto účely aj ílovcovú fáciu santónu pri Brezovej pod Bradlom.

Ako ďalšie tehliarske prognózne oblasti na tehliarske suroviny by bolo možné vymedziť azda aj súvrstvie bridlíc a ílovcov paleogénu Myjavskej pahorkatiny pri Myjave a pri Starej Turej, v predpolí tamojších tehelní. Niektoré časti sú však silne vápnité, prípadne obsahujú značné percento hrubých frakcií.

Tekuté a plynné uhľovodíky

Okrem uvedených typov nerudných nerastných surovín považujeme skúmané územie za prognózne i z hľadiska možnosti získania ropy a plynu.

Konkrétne ide o dve oblasti:

Prvou oblasťou je časť územia Myjavskej pahorkatiny. Ako už vyplýva z tektonickej a paleogeografickej interpretácie Myjavskej pahorkatiny, ale i zo starších názorov autorov (J. SALAJ 1966) môžeme celé podložie vrchnej kriedy a paleogénu tejto oblasti považovať z hľadiska naftonosnosti za prognózne.

Preukázaním ropy a zemného plynu v rakúskej časti viedenskej panvy v triase príkrovov Severných Vápencových Álp v podloží kriedy, paleogénu a neogénu viedenskej panvy, je podobná možnosť výskytu ropy a plynu aj v mezozoiku (triasové karbonáty) v podloží paleogénu a kriedy Myjavskej pahorkatiny.

Ide o typ mezozoika Čachtických a Brezovských Karpát, o ktorom predpokladáme, že predstavuje neoderodované zvyšky klapského chrbta, ktorý J. SALAJ-J. HANÁČEK považuje za súčasť pôvodnej klapskej karbonátovej platformy, obdukčne nasunutej v albe-cenomane do pribradlovej zóny.

Ako druhé perspektívne územie z tohto hľadiska vymedzujeme oblasť podložia Čachtických a Brezovských Karpát. Ide zrejme o mezozoikum drietomskej (s triasom? čiernovážskeho typu) a križňanskej (=zliechovskej), prípadne manínskej jednotky. Mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát bolo z podložia svojho senónskeho a paleogénneho obalu počas sávského vrásnenia vyzdvihnuté a bivergentne presunuté cez svoj mladší - kriedový a paleogénny obal.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1930: Príspevky k poznání tektoniky a paleogeografie severo-západních Karpát. Sborník SGÚ, Praha, 235–264.
- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy slovenských Karpát. *Carpathica*, 1, Praha, 3–33.
- ANDRUSOV, D. 1950: Správa o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946. Práce Štát. geol. Úst., Zošit 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–61.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, 2, Bratislava, 5–375.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, 3, Bratislava, 1–424.
- ANDRUSOV, D. – BYSTRICKÝ, J. – FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. 10th Congress Carpathian-Balkan Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–44.
- ANDRUSOV, D. – BYSTRICKÁ, H. 1954: O náleze paleogénu v kriedovom pásme Brezovského pohoria. *Geol. Zborn.*, 5, 1–4, Bratislava, 198–199.
- ANDRUSOV, D. – SAMUEL, O. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion E. 10. Congress CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–78.
- ANDRUSOV, D. – SAMUEL, O. et al. 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1, 2. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 5–440; 5–359.
- ANDRUSOV, D. – SCHEIBNER, E. – SCHEIBNEROVA, V. – ZELMAN, J. 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. *Geol. Zborn.* 1, 2, Bratislava, 317–323.
- BALKOVIČOVÁ, M. 1960: Predbežná správa z mapovania severnej časti Nedzovského pohoria a niektorých profilov z bradlového pásma Nízkych Tatier a Malých Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BARTOŠ, V. a kol. 1977: Zpráva o refrakčním seismickém měření ve flyšovém pásmu a vnitřních Karpatech v r. 1976. *Geofyzika*, n.p., Brno.
- BEGAN, A. 1971: Vysvetlivky k bradlovému pásmu na lúste Sobotište (1:25 000). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A. – BORZA, K. – SALAJ, J. 1966: O manínskej sérii medzi Trenčínom a Novým Mestom n. Váhom. *Geol. Práce, Správy* 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 168–170.
- BEGAN, A. – SALAJ, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161–174.
- BEGAN, A. – SALAJ, J. – KULLMANOVÁ, A. 1979: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A. – HANÁČEK, J. – MELLO, J. – SALAJ, J. 1982: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Malých Karpát (Brezovské a Čachtické Karpaty) a vysvetlivky. *Geofond*, Bratislava.
- BECHSTÄDT, T. – MUSTLER, H. 1976: Riff-Becken-Entwicklung in der Mittletrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. *Z. st. Ges.*, 127, Hannover, 271–289.

- BECHSTÄDT, T. — MOSTLER, H. 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltradi-scher Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. Geol. Paläont Mitt. Innsbruck, 4, H 5, 6, Wien (Alfred Hölder), 1–74.
- BELEŠ, F. et al. 1977. Nové Mesto nad Váhom — Zongor. Záverečná správa z 1. a 2. podetapy VP. Geofond, Bratislava.
- BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát, Záhorská nížina, Podunajská nížina. Regionálna geológia 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–224.
- BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1968: Zur Problematik der subtatri-schen Decken in der Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpath., 19, 1, Bratislava, 295–296.
- BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — MELLO, J. 1980: Problematika „hronika“ a „ge-merika“ v Malých Karpatoch a vo viedenskej panve. Mat. 22. celošt. geol. konf. Slov. geol. spol. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17–30.
- BIELY, A. a kol. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedenskej panvy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOLLI, H.M. 1959: Planctonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B.W.I. Bull. Amer. Paleont., 39, New York, 257–277.
- BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedo-vých a paleogénnych zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahor-katiny. Geol. Zborn. 13, 2, Bratislava, 241–256.
- BORZA, K. 1963: Štúdium valúnov zlepcov bradlového pásma. Manuskript-ar-chív Geol. lab. SAV, Bratislava.
- BORZA, K. 1965: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi, Geo-lógia 2, Bratislava, 5–66.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — BEGAN, A. — SAMUEL, O. 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáče. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štú-ra, Bratislava, 57–63.
- BORZA, K. — MARTINY, E. — POSPÍŠIL, A. 1959: Správa o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria. Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169–174.
- BORZA, K. — MIŠÍK, M. 1976: Pieninia oblonga n.gen. n.sp. aus der kreta-zischen und paläogenen Kalken des Westkarpaten. Geol. Zborn. Geolo-gica carpath., 27, 1, Bratislava, 65–77.
- BŘEZINA, J. 1959: Dílčí zpráva o petrografických výskumech: sedimentačně-petrografický výskum vnitřokarpatského miocénu. Geofond, Praha.
- BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEL, M. a kol. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Wien-Bratislava. Geofond, Bra-tislava, 5–278.
- BUDAY, T. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Gottwaldov. Praha, 3–238.
- BUJALKA, P. 1960: Záverečné zhodnotenie prameňa „Teplica“ v Čachticiach. Geofond, Bratislava.
- BYSTRICKÁ, H. 1963: Spodnoeocénne Coccolithophoriade myjavského paleogénu. Geol. Zborn., 14, 2, Bratislava; 269–281.
- BYSTRICKÁ, H. 1973: Paläozäne Nannoplankton-Zonen in dem slowakischen Teil der Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, geologica carpath., 24, 2, Bratislava, 375–383.
- BYSTRICKÁ, H. — GERTHOFFEROVÁ, H. 1972: Kalk-Nannoplankton aus dem Paläo-zänen des Myjava — Hügellandes. Geol. Zborn. Slov. Akad. vied, 23, 1, Bratislava, 151–172.
- BYSTRICKÝ, J. 1968: Stratigrafia a dasycladaceae základných litostratigra-

- fických jednotiek Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in der Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Berghaustud., 21, Innsbruck, 289–310.
- BYSTRICKÝ, J. et al. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion D. 10th Congress of CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–137.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Mineralia slov., 5, 1, Bratislava, 1–7.
- BYSTRICKÝ, J. 1976: Genus *Dactylopora* Lamarck, *Digitella* Morellet et Morellet (Dasycladaceae, Algae), in Kalken des Paläozänes der Westkarpaten. Geol. Zborn., 27, 2, Bratislava, 247–272.
- BYSTRICKÝ, J. 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 10, 1, Bratislava, 17–22.
- BYSTRICKÝ, J. – MAHEĽ, M. 1970: Beiträge zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. Geol. carpath., 21, 1, Bratislava, 191–196.
- CAMBEL, B. – HANÁČEK, J. – KRAUS, I. – TURAN, J. 1962: Vysvetlivky k mape nerastných surovín, list Bratislava. Geofond, Bratislava.
- CICHA, I. 1958: Stratigrafia miocénu karpatských panví ČSR s přihlednutím k vývoji dírovca ve vztazích k Paratethydu. Kand. dis. práce. Manuskript-archív PFUK, Praha.
- CICHA, I. 1959: Stratigrafie miocénu karpatských panví ČSR s přihlednutím k vývoji dírkované mikrofauny, ve vztazích k Paratethyde (Kand. práce). Archív Karl. univ., Praha.
- ČTYROKÝ, P. 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geol. práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53–140.
- ČECHOVIČ, V. 1937: Správa o uhoľnom výskyte z Pustej Vsi v okolí obce Vrbové. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DOLEŽAL, J. 1964: Kvantitativní interpretace tíhových profilů v oblasti západokarpatského flyše. ÚGF, Brno.
- DROPPA, A. 1961: Čachtická jaskyňa. Krásy Slovenska, Bratislava, 372–375.
- FABIK, M. – VODIČKA, J. 1958: Průzkum vápenců Buková. Geofond, Bratislava.
- FLÜGEL, H. – FENNINGER, A. 1966: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium Nördliche Kalkalpen) – N. Jb. Geol. Paläont. Abk., 123, Stuttgart, 249–280.
- GOSIOROWSKI, S.M. 1962: Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia Geol. Polon.*, 10, Warszawa.
- GROSS, P. 1959: Biostratigrafický a litologický výskum bradlového pásma na strednom Považí. Dipl. práce. Archív PFUK, Bratislava.
- HANÁČEK, J. 1954: Geológia Nedzovského pohoria (Die Geologie des Nedzov-Gebirges). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, Bratislava, 59–83.
- HANÁČEK, J. 1956: Schizofytové vápence v triase Nedzovského pohoria (Die Schizophyten-Kalke im Trias des Nedzov-Gebirges). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 7, 3–4, Bratislava, 305–310.
- HANÁČEK, J. 1964: Správa o výskume chočskej jednotky v Čachtickom pohorí. Správy o geologických výskumoch, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67–68.
- HANÁČEK, J. 1967: Geochemicko-surovinové zhodnotenie najrozšírenejších typov karbonátových hornín Malých Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- HANÁČEK, J. 1969: Niekoľko nových poznatkov z nedzovskej série Čachtického pohoria. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103–117.
- HANÁČEK, J. 1969: K problému geochemie vápencov triasu Malých Karpát. Geol. Práce, Správy 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123–139.
- HANÁČEK, J. 1969: Litologicko-geochemická a surovinová charakteristika triasových vápencov chočskej jednotky v Strážovskej. Geofond, Bratislava.
- HANÁČEK, J. a kol. 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list Nové Mesto n/Váhom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANÁČEK, J. et al. 1980: Exkurzný sprievodca po niektorých ložiskách nerastných surovín Západného Slovenska. Materiály 23. celoštátnej geologickej konferencie Slov. geologickej spoločnosti. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187–204.
- HANÁČEK, J. – HRUŠKOVIC, S. 1971: Dolomity v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 3, 12–13, Bratislava, 481–495.
- HANÁČEK, J. – POLÁK, S. – VOZÁR, J. 1980: Niektoré významné nerastné suroviny západného Slovenska. Materiály 23. celoštátnej geologickej konferencie Slov. geol. spoločnosti. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 177–185.
- HEDBERG, H.D. (ed.) 1976: International Stratigraphic Guide. Subcommittee on Stratigraphic Classification of. IUGS. Commission on Stratigraphy. Wiley-Intersc. Public. New York, London, Sydney, Toronto, 1–200.
- HOHENEGGER, J. – LEIN, R. 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Mitt. Ges. Geol., Bergbanstud., Österr., 24, Wien, 203–261.
- HOTTINGER, L. 1967: Foraminiferes imperforés du Mésozoïque marocain. Not. Mem. Serv. Geol., 209, Rabat, 1–168.
- HRDLIČKA, A. a kol. 1970: Zpráva o refrakčně-seismickém měření na profilu 94R/69. Geofyzika, n.p., Brno.
- HRDLIČKA, M. a kol. 1972: Zpráva o refrakčně-seismickém průzkumu v oblasti Vídeňské pánve a záp. části Karpat. Geofyzika, n.p., Brno.
- HROMÁDKA, J. 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská vlastiveda, 1, Bratislava, 1–256.
- HROMEČ, J. – MAYER, S. a kol. 1973: Reflexně-seismický a tíhový průzkum flyše a centrálně karpatských jednotek na záp. Slovensku. Geofyzika, n.p., Brno.
- HROMEČ, J. – ODSTRČIL, J. a kol. 1975: Tíhový průzkum na záp. Slovensku, oblast Trenčín, Brno. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IBRMAJER, J. – DOLEŽAL, J. – MOTTLOVÁ, L. 1958: Zhodnocení geofyzikálních měření ve flyši. UGR, Brno.
- JABLONSKÝ, E. 1973: Triasische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geologica carpath., 24, 1, Bratislava, 197–111.
- JABLONSKÝ, E. – ROHALOVÁ, M. 1977: Ďalšie výskyty článkovitých vápnitých hubiek v triase Západných Karpát. Mineralia slov., 9, 6, Bratislava, 501–502.
- JARÝ, J. – HROMEČ, J. – NOVOTNÝ, M. 1974: Zpráva o refrakčním seismickém průzkumu v záp. části Slovenska. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- JARÝ, J. — HROMEČ, J. — SEDLÁK, P. 1978: Zpráva o refrakčním seizmickém měření ve flyšovém pásmu vnitřních Karpát v roce 1977. Manuskript, Geofyzika, Brno.
- JIRÍČEK, R. 1981: Vývoj a stavba podloží Vídeňské pánve. Zemní plyn a nafta, 3, Hodonín, 361–383.
- KABINA, P. 1967: Jablonicko-prašnické pohorie, priemyslový vápenec a stavebný kameň. Záverečná správa. Geofond, Bratislava.
- KABINA, P. 1970: Záverečná správa a výpočet zásob Dolná Skalová-stavebný kameň. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Zbor. 9, 1, Bratislava, 165–177.
- KATYK, M. 1946: Výskyt uhlia na Vačovskom vrchu pri Višňovom. Geofond, Bratislava.
- KOBER, L. 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges., 5, Wien, 368–481.
- KOČÁK, A. — MAYER, S. a kol. 1974: Seismický průzkum metodou SRB v oblasti magurského flyše a záp. centrálních Karpát v r. 1973. Brno. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1960: Správa o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lameli-branchiátov a gastropódov zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny bivalvií a gastropódov na listoch: Veličná, Demänová, Tichý potok, Borišov, Brezová pod Bradlom a i. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lameli-branchiátov a gastropódov z mezozoika Malých Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropódov v Slovenskom kráse a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Čiastková záverečná správa za rok 1979. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. — KULLMANOVÁ, A. — SNOPKOVÁ, P. 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom (Vorkommen der Lunzer Schichten bei Hradište pod Vrátnom. Jablonicaer Gebirge, Westkarpaten, Slowakei). Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53–67.
- KODYM, O. 1936: Výskyty uhlia pri Pustej Vsi. Geofond, Bratislava.
- KÖHLER, E. 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. Zbor. 12, 1, Bratislava, 17–28.
- KÖHLER, E. 1962: Veľké foraminifery v senone Brezovského pohoria. Geol. Zbor., 13, Bratislava, 91–128.
- KÖHLER, E. 1961: In: J. Salaj: Geológia gosauskej kriedy. Zjazdový sprievodca XII. zjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Bratislava, 68–72.
- KÖHLER, E. — BORZA, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geologica carpath., 35, 2, Bratislava, 195–204.
- KOVÁČ, M. 1985: Origin of Jablonica formation conglomerates in the light of pebble analysis. Geol. Zbor. Geologica carpath., 36, 1, Bratislava, 95–105.
- KOVÁČ, M. 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression — a model bound to oblique-slip mobile zone. Geol. Zbor. Geologica carpath., 37, 1, Bratislava, 3–15.

- KOVANDA, J. 1971: Kvartérní vápence Československa. *Antropozoikum*, 7, Praha, 7–236.
- KUKLA, J. — LOŽEK, V. — BÁRTA, J. 1961: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. *Eisz. Gegen.* 12, Öhringen/Württ.
- KULLMAN, E. 1982: Podzemné krasové vody v okrajovom zlome pezinských Karpát pri Trstíne. *Geol. Práce, Správy* 78. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 207–216.
- KULLMAN, E. 1957: Správa o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Bratislava. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMAN, E. a kol. 1974: Základná hydrogeologická mapa 1:200 000, list Trnava. *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- KULLMAN, E. 1984: Riešenie zvýšenia efektívnosti využívania puklinovo-krasových vôd z akumulovaných zásob podzemných vôd puklinovo-krasových štruktúr. *Geofond*, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1964: Niekoľko litologicko-petrografických profilov vrchnojurských a spodnokriedových vápencov. *Správy o geologickom výskume*, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79–80.
- KULLMANOVÁ, A. 1980: Plavecký Peter — dachsteinský vápenec (norik-rét) in Biely, A. — Bystrický, J. — Mello, J. et al. 1980: Exkurzný sprievodca po Malých Karpatoch. *Mat.* 23. celoštát. geol. konf., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39.
- KULLMANOVÁ, A. 1987: Litologicko-petrografická analýza zlepenčov od Holdošovského mlyna. *Geol. Práce, Správy* 87, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. — KOCHANOVÁ, M. 1975: Litologicko-petrografický a biofáciálny výskum vrchnotriasových vápencov chočskej jednotky v Malých Karpatoch (havranický príkrov). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. — KOCHANOVÁ, M. 1976: Výskyt liasu adnetskej fácie v Jablonickom pohorí (Vorkommen des Lias der Adnether fazies im Jablonica Gebirge (Westkarpaten, Slowakei)). *Geol. Práce, Správy* 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69–73.
- KULLMANOVÁ, A. — VOŽAR, J. 1980: Hyaloklastické lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. *Mineralia slov.*, 12, 1, Bratislava, 53–62.
- KULLMANOVÁ, A. — GAŠPARIKOVÁ, V. 1983: 18th European colloquy on micropaleontology. *Excursion-guide*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LANKO, V. 1984: Analýza a komplexná geografická regionalizácia Myjavskej pahorkatiny. *Kand. dizert. práca*. *Archív katedry region. geografie PFUK*, Bratislava.
- LEŠKO, B. — BEGAN, A. 1973: Geologický projekt hlbokého oporného vrtu Lubina-1. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. — ĐURKOVIČ, T. — GAŠPARIKOVÁ, V. — KULLMANOVÁ, A. — SAMUEL, O. 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. *Geol. Práce, Správy* 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–56.
- LEŠKO, B. a kol. 1978: Záverečná správa z oponovaného vrtu Lubina-1/1a. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LÓCZY, L. 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Vág-Ujhely, Ószombat und Jablánc in den Nordwestkarpaten. *Jahresber. Ung. geol. Reichsanst.*, 1914, Budapest, 157–234.

- LUKNIŠ, M. 1946: Poznámky o geomorfológii Beckovskej brány a príľahlých území. Práce SGÚ, Zošit 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–32.
- LUKNIŠ, M. — PLESNÍK, P. 1961: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Vydav. Osveta 1, Bratislava, 1–145.
- MAJERSKÁ, D. — PEVNÝ, J. 1975: Biostratigrafický výskum vrchnotriasových karbonátov Malých Karpát na základe holotúrií a konodontov in: Kullmanová, A. — Kochanová, M. 1975: Sedimentárno-petrografický a stratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 107–110.
- MAHEĽ, M. 1958: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1959: Členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61–81.
- MAHEĽ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca, 12. zjazd Slov. spol. pre miner. a geol., Bratislava, 45–67.
- MAHEĽ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–29.
- MAHEĽ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Mineralia slov., 10, Bratislava, 289–309.
- MAHEĽ, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Mineralia slov., 11, 1, Bratislava, 1–20.
- MAHEĽ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky, 1, Veda, Bratislava, 1–503.
- MAHEĽ, M. 1987: The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpidides. Mineralia slov., 19, 1, Bratislava, 1–27.
- MAHEĽ, M. — BEGAN, A. — BÍLEK, K. — NEMEC, J. — PAGÁČ, S. 1970: Ideový projekt výskumu živíc Slovenska, oblasť západ, rok 1971–1975. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. — CAMBEL, B. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR II — Západné Karpaty, Ústř. Úst. geol., 1–486.
- MAN, O. — JARÝ, J. — MOŽNÝ, A. 1963: Magnetický průzkum v oblasti Vídeňské pánve a západokarpatského flyše. ÚGF, Brno.
- MASÁR, J. 1971: Tehliarske suroviny — Nové Mesto n/Váhom. I. podetapa. Vyhl. prieskum. Geofond, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1963: In: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000. List Gottwaldov. Bratislava, 7–238.
- MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M. 1978: Regionálno-geomorfologické členenie SSR. Geogr. čas. 30, 2, Bratislava, 101–125.
- MELLO, J. 1977: Plexoramea cerebriformis n. gen. n. sp. and some other microproblematics and microfossils from Triassic Limestones of the West Carpathians. Západné Karpaty, sér. paleont. 2–3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 189–202.
- MELLO, J. (v tlači): Litostratigrafická charakteristika mezozoických sedimentov Brezovských Karpát. Západné Karpaty, Geológia 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). Geol. Zbor. Geologica carpath., 37, 4, Bratislava, 405–448.

- MIŠÍK, M. — MOCK, R. — SÝKORA, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten *Geologica carpath.*, 28, 1, Bratislava, 27–69.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und Oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 31, 3, Bratislava, 239–261.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západné Karpaty, sér. Geológia 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 7–111.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. 1982: Alłodapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 33, 1, Bratislava, 51–78.
- MIŠÍK, M. — ZELMAN, J. 1959: O príslušnosti riasovo-korálových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. *Geol. Zbor.* 10, 2, Bratislava, 301–308.
- MITTER, P. 1974: Čachtický kras. *Slovenský kras — zborník múzea Slov. krausu v Liptovskom Mikuláši*, 12, Martin.
- NAHÁLKA, A. 1971: Stavebný kameň — surovinové štúdiá, Kamenica-Šterusy. Geofond, Bratislava.
- NAHÁLKA, A. 1978: Dekoračný kameň — Dobrovodská kotlina. Geofond, Bratislava.
- NĚMEC, F. — KOCÁK, A. 1976: Předneogénní podloží slovenské části Vídeňské panve. *Mineralia slov.*, 8, 6, Bratislava, 481–560.
- NĚMEC, F. 1981: Výsledky a perspektivy průzkumu na živice ve vnitrokarpatském a východoalpském podloží slovenské části Vídeňské pánve. *Zemní plyn a nafta*, 26, 3, Hodonín, 399–408.
- OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpinraum. *Jb. Geol. B.A.* 111, Wien, 115–145.
- ODSTRČIL, J. — HROMEC, J. 1974: Tíhový průzkum na západnom Slovensku — v širším okolí N. Mesta n. Váhom.
- ONDREJÍKOVÁ, A. 1986: Rádiolárióvé asociácie vrchnej jury a spodnej kriedy v čachtických Karpatoch. Čiastková záverečná správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- OŽVOLDOVÁ, L. — SÝKORA, M. 1984: The radiolarian assemblage from Čachtické Karpaty Mts. limestones (the locality Šipkovský háj). *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 35, 2, Bratislava, 259–290.
- PERNICA, J. — FILKOVÁ, V. 1977: Seismokarotážní měření a vertikální seismické profilování na hlubinném vrtu Lubina-1. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PERŽEL, M. 1964: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. *Správy o geol. výskumoch za r. 1963, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 66–67.
- PERŽEL, M. 1964: Geológia chočskej jednotky Bieleného pohoria Malých Karpát. Dipl. práca. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PERŽEL, M. 1964: Geológia jablonecko-prašnického pohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PERŽEL, M. 1965: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. *Správy o geologických výskumoch v roku 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 53–54.
- PERŽEL, M. 1966: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu — Malých Karpát. *Geol. Práce, Správy* 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87–97.

- PERŽEL, M. 1966: Stratigraphie der Trias des Chočdecke des Biele pohorie aus Malé Karpaty. Geol. Zbor. 17, 1, Bratislava, 157–166.
- PEVNÝ, J. 1963: Náleziská brachiopódov v mezozoiku Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PEVNÝ, J. 1964: Brachiopóda severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157–172.
- PEVNÝ, J. 1966: Biostratigrafický výskum brachiopódov mezozoika Malých Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PEVNÝ, J. 1975: Karnické brachiopóda Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLÍVA, G. – KLÍMKOVÁ, V. 1980: Reinterpretace refrakčně-seismických dat v oblasti flyšových a vnitřních Karpat západního Slovenska. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLÁŠEK, S. 1955: Základný geologický výskum Nové Mesto nad Váhom, Lom Zongor. Geofond, Bratislava.
- PORUBSKÝ, A. 1985: Voda. In: Dugáček, M. – Gálik, J. a kol. 1985: Myjava, Obzor, Bratislava, 23–24.
- POTFAJ, M. – BEGAN, A. a kol. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:35 000, listy Strání 35122 a 35123. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21–38.
- REKTORÍK, J. – MAYEROVÁ, M. – NEHYBKA, V. – SEDLÁK, P. 1978: Zpráva o regionálně-seizmickém výzkumu Západních Karpát v letech 1976–1978. Profil 100R Stará Turá – St. Bystrica. Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- SALAJ, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119–130.
- SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Záp. Karpát. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83–97.
- SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigrafia dónu gosauskej kriedy a centrálného paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199–204.
- SALAJ, J. 1963: Doplnky k stratigrafii kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a bradlového pásma na liste Myjava. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. Geol. průzkum, 12, Praha, 414–416.
- SALAJ, J. 1982: Mesozoic Paleogeographic development in the northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. Paleogeography, 39, Amsterdam, 203–229.
- SALAJ, J. 1986: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a prepokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. IV. Mikropaleontologický seminár, Hodonín. Zemní plyn a nafta (v tlači).
- SALAJ, J. a kol. 1965: Základný geologický výskum a mapovanie listu Myjava. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. – BEGAN, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–120.
- SALAJ, J. – PRIECHODSKÁ, Z. 1986: Problematika ťažkých minerálov z kriedy

- a paleogénu Myjavskej pahorkatiny (stratigrafia a porovnanie so Severnými Vápencovými Alpami). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-292.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285-298.
- SAMUEL, O. 1975: Menilitové bridlice v myjavskom vývine. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115-130.
- SAMUEL, O. — BYSTRICKÁ, H. 1968: Stratigraphische Korrelation der Plankton-Foraminiferen mit dem Nannoplankton des Paleogenes in den Westkarpaten der Slowakei. Geol. Zbor., 19, 1, Bratislava, 117-129.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. Zbor., 14, 1, Bratislava, 149-163.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-232.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. — BEGAN, A. 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny (Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina). Západné Karpaty, sér. geológia 6. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81-111.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. — VÁNOVÁ, M. 1984: Formational biostratigraphy of Central Carpathians. Inter. Geol. Congr., raport of the XXII session, 1, Abstracts, Dilli, 124.
- SCHEIBNER, E. — ZELMAN, J. 1973: In Buday, T. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000. List Gottwaldov, Bratislava, 63-80.
- STEINER, P. 1968: Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, Wien, 9-98.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahr. geol. Reichsanst. 11, Wien, 17-151.
- ŠAJGALÍK, J. 1962: Eolické sedimenty stredného Považia. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-archív VŠT, Bratislava.
- ŠAJGALÍK, J. 1964: Die Lössablagerungen des Váh-Tales. Geol. Zbor. 15, 2, Bratislava, 243-252.
- ŠAJGALÍK, J. 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. Acta Geologica et geographica Universitatis Comenianae Geologica, 12, Bratislava, 133-154.
- ŠUBJAKOVÁ, M. 1962: Záverečná správa Čachtice — vápence a burdigalské horniny. Vyhľadávací prieskum. Geofond, Bratislava.
- ŠUBJAKOVÁ, M. — WINDT, D. 1962: Výpočet zásob z lokality Čachtice. Predbežný prieskum vápencov pre priemyselné účely, zlepence, pieskovce a piesčité vápence pre stavebné účely. Geofond, Bratislava.
- TAKÁČOVÁ, H. 1980: Dechtice — krasové vody. Materiály 23. celoštátnej geologickej konferencie slovenskej geologickej spoločnosti. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 218-219.
- TOLLMAN, A. 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, Wien, 103-207.

- TOLLMAN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, Franz Deuticke, Wien, 1-580.
- TOMEK, Č. a kol. 1976: Jednotné spracování a interpretace tíhových podklad Vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a flyšových Karpat. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1970: Geological profile of the Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Vestník ÚUG 75, Praha, 41-44.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1971: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59-64.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. 1978: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie - nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Mineralia slov., 11, 5, Bratislava, 477-478.
- WACHTEL, G. - WESSELY, G. 1981: Die Tiefbohrung Berndorf-1 in den österreichischen Kalkalpen und Ihr geologischer Rahmen. Mitt. Geol. Gess., 74, 75, Wien, 137-165.
- WESSELY, G. 1975: Rand und Untergrung des Wiener Becken-Verbindungen und Vergleiche. Mitt. Geol. Gess., 66, 67, Wien, 265-287.
- WOLETZ, G. 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-schichten der nördlichen Ostalpen. Jb. Geol. B. A., 106, Wien, 89-119.
- WOLETZ, G. 1966: Schwermineralanalysen von Kreidesandstein aus den westlichen Karpaten (Bericht 1966). Mitt. Geol. Ges., 59, Wien, 1.
- ZANINETTI, L. 1976: Les Foraminifères de la Trias. Essai de synthèse européenne et asiatique. Riv. Ital. Paleont., 82, 1, Milano, 1-258.
- ZAVŘELOVÁ, D. 1968: Zpráva o geoelektrickém průzkumu piešťanského zálivu. ÚGF, Brno.
- ZAVŘELOVÁ, D. - KOCÁK, A. 1971: Geoelektrický průzkum ve Vídeňské pánve - oblast Senica. Geofyzika, n.p., Brno.

VYSVETLIVKY K FOTOGRAFICKÝM TABUĽKÁM I—XXXI

Tab. I

Obr. 1 Pohľad na sz. časť klenovskej štruktúry pri osade U Fajnorov. Pohľad od jz. na sv. z vrchnej časti lomu. Zreteľne vidno antiklinálu s osou ponárajúcou sa k SV. Ušatá je prešmykom, podľa ktorého sú triasové sedimenty jablonickej skupiny čiastočne prešmyknuté na sedimenty brezovskej skupiny (vrchná krieda). Túto stavbu v menšom kopírujú i menšie „mezoštruktúry“ pozorovateľné napr. v južnej stene spodnej etáže lomu U Fajnorov; reT₂ – reiflinské vápence s polohami bridlíc v jadre antiklinály, raT₂ – raminské vápence v najvyššej časti lomu U Fajnorov, dT₂, dT₃ – wettersteinské a hlavné dolomity, oT₃ – oponické vápence (karn), ktoré najlepšie vykresľujú antiklinálu, pG₃ – pieskovce a sliene súvrstvia Hurbanovej doliny (senón). Foto J. Mello.

Obr. 2 Vztýčené lavice karnských vápencov, z ktorých boli získané kondonity *Metapolygnathus communisti* (HAYASHI), *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *G. cf. noah* (HAYASHI) a ďalšie, poukazujúce na zastúpenie vrchného tuvalu (zóna *macrolobatus*). Zo vz. JP-225/R odobratej na 3. etáži lomu (z opačnej strany hrany v smere šípky) získal a určil Ľ. Gaál. Východné krídlo fajnorovej antiklinály neďaleko od prešmyku na vrchnokriedové vrstvy. Nad prístupovou cestou do najvyššej (3.) etáže lomu U Fajnorov. Foto J. Mello.

Tab. II

Obr. 1 Štruktúra valchovských, koniackých zlepcov. Balvan v kameňolome. Lokalita: Ostriez, Brezová pod Bradlom. Foto J. Salaj.
Obr. 2–3 Schizofytové vápence z Hrdlačovej skaly v Čachtických Karpatoch. Foto J. Hanáček.

Tab. III

Obr. 1 Mierne uklonené rozpadavé pieskovce vrchných členov egenburgu.
Obr. 2 Zlomy v rozpadavých pieskovcoch vyššieho egenburgu. Lokalita: Pieskovňa v Hradišti pod Vrátnom. Foto J. Salaj.

Tab. IV

Obr. 1 Lavice rifových vápencov, ktoré sa striedajú s piesčitými bridlicami. Vyklinenie súvrstvia Dedkovho vrchu (rifová fácia) do lubinského súvrstvia (flyšová fácia). Lokalita: Zárez cesty, Hodulov vrch. Foto J. Salaj.
Obr. 2 Detail dobrovodskeho prešmyku. V tektonickom nadloží koniackych vápnitých pieskovcov wettersteinské vápence. Lokalita: Pri Čhtelnickom pionierskom tábore. Foto J. Salaj.

Tab. V

Obr. 1 Styk hrubozrnných barmsteinských organodetrítických vápencov s kaľovou fáciou kimeridž-titónskych vápencov s rohovcami. Východne od Hrušového. Foto J. Hanáček.

Obr. 2 Laminy rohovcov v jemnozrnnnej variete v organogénnych barmsteinských vápencoch kimeridž-titónu. Východne od Hrušového. Foto J. Hanáček.

Tab. VI

Obr. 1-2 Wettersteinské vápence s *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA - 241,2 pri ceste Nové mesto n/Váhom - Bzince. Foto J. Hanáček.

Tab. VII

Obr. 1 Prevrátený vrstevný sled (zľava doprava) titón-kimeridžu Ivanovskej skaly; na vrchu prekrytý sprašou.

Obr. 2 Tektonický styk vrchnoalbských slieňov (A) s titón-neokómom (N) Ivanovskej skaly. Foto J. Salaj.

Tab. VIII

Obr. 1 Detailný záber z časti antiklinály tvorenej červenkastými ílovitými horninami s polohami dolomitov keuperskej fácie obklopenej dachsteinskými vápencami. Lokalita: Bzince. Foto J. Hanáček.

Obr. 2 Styk dachsteinských vápencov (vpravo od kladiva) a liasových krinoidových vápencov v hrušovskom údolí. Foto J. Hanáček.

Tab. IX

Obr. 1 Intenzívne prevrásnené dachsteinské vápence sevát-rétu v kameňolome pri Bzinciach pod Javorinou. Foto J. Hanáček.

Obr. 2 Detail z pseudohľuznatých vápencov doger-malmu v kameňolome pri Bzinciach pod Javorinou. Foto J. Hanáček.

Tab. X

Obr. 1 Detail z kameňolomu v hrušovskom údolí. Niekoľko cm hrubá limoniticko-mangánová vrstva na styku dogerských pseudohľuznatých vápencov (vľavo) a krinoidových liasových vápencov (vpravo). Foto J. Hanáček.

Obr. 2 Detail limoniticko-mangánovej kondenzovanej vrstvy v hrušovskom kameňolome. Pohľad „en face“. Foto J. Hanáček.

Tab. XI

Súvrstvie čorštýnskej série (sprava do ľava): a - krinoidové červené vápence na báze; b - v nadloží vidieť svetlé krinoidové vápence; c - hľuznaté vápence; d - kalpionelové vápence titónu; e - na titóne transgresívne ležia pestré slieňe strednej kriedy (alb- spodný cenoman). Lokalita: kameňolom Dobrý mlyn. Foto J. Salaj.

Tab. XII

- Obr. 1 Kameňolom Čachtice-1, založený vo vrstevnatých egenburských zlepencoch a vápnitých pieskovcoch. Foto J. Hanáček.
Obr. 2 Odkryv spraší v opustenej tehelni v Mnešiciach. V profile okrem žltohnedej spraše pozorovať i polohy (tmavšie) pochovaných pôdnych horizontov. Foto J. Hanáček.

Tab. XIII

- Obr. 1 Mikrobřekciovitá, miestami organodetritická štruktúra annabergského vápenca (anis). Lokalita: Dobrá Voda, Hlboký dol, 200 m s. od vrtu DVM-1, d.b. JP-141, v.č. 29-16, zv. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 2 Riasovo-hrudková štruktúra svetlého steinalmského vápenca anis. Lokalita: Dolná Skalová, kóta 301,1, d.b. JP-83, v.č. 30-20, zv. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 3 Riasový vápenec (biomikrorudit) s *Physoporella dissita* (určil J. Bystrický). Steinalmský vápenec (anis). Lokalita: Dolná Skalová pri Dechticiach s. chrbát kóty 301,1, v. 240 m, d.b. JP-179, v.č. 30-32, zv. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 4 Riasový vápenec (biosparudit) s *Physoporella pauciforata pauciforata* (určil J. Bystrický). Steinalmský vápenec (anis), v. od kóty 543. Z materiálu M. Peržela, v.č. 2547/30-46, zv. 9x. Foto J. Mello.

Tab. XIV

Reiflinské a (netypické) schreyeralmské vápence.

- Obr. 1 Mikrit s nehojným organickým detritom (ostrakódy, krinoidy, foraminifery, globochéty, rádiolárie). Reiflinský vápenec (ilýr-ladin), Klenová (k. 584,9), s. svah v. 510 m, vložka v svetlých vápencoch, d.b. JP-133, v.č. 30-22, zv. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 2 Mikrit s laminami biopelmikritu. Reiflinský vápenec, z ktorého pochádza konodont *Nicoraella kockeli* (TATGE) (pelson!), porovnaj tab. 25, obr. 7. Lom U Fajnorov, spodná etáž, j. stena, d.b. JP-242/B, v.č. 30-44, zv. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 3 Alodapická vložka v reiflinských vápencoch (ilýr), organodetritický vápenec s úlomkami organizmov rifového biotopu (*Tubiphytes obscurus*, *Earlandia tintiniformis*, problematická). Z foraminifer J. Salaj určil: *Valvulina aff. azzouzi* SALAJ, *Endothyra keupperi* OBERHAUSER, *Diplostromina* sp., *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Trochammina almtalensis* a i. Dolná Skalová, zárez hradskej, d.b. JP-178, z. 12x. Foto J. Mello.
Obr. 4 Biomikrit s tenkostennými lamelibranchiátami, rádioláriami a s hojnými foraminiferami (určil J. Salaj, mimo rezu): *Paleomiliolina judicariensis* (PREMOLI SILVA), *Ammodiscus cf. apricus* HO, *Turritellella mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI a *Nodosaria* sp., ktoré poukazujú na ilýrsky (pravdepodobne spodnoilýrsky) vek vzorky. Netypické schreyeralmské vápence: nezreteľne hrubolavicovité, svetlé a pletové vápence; sedielko 100 m jz. od vrcholu Kamenice, k. 326,2, sz. od Šterús; d.b. JP-58, v.č. 29-02, zv. 26x. Foto J. Mello.

Tab. XV.

Raminské vápence (nedzovský príkrov, jablonická skupina).

Obr. 1 Referenčná lokalita raminských vápencov (?ladin) v z. stene jablonického lomu. d.b. JP-31. Hrubolavicovité i lavicovité šedé vápence s hojnými alodapickými vložkami. Foto J. Mello.

Obr. 2 Organodetrítico-vložková štruktúra raminských vápencov (?ladin), alodapická poloha. Prevládajú úlomky organizmov rifového biotopu – Tubiphytes obscurus MASLOV vápnité hubky (*Calicia vesiculifera* DULLO, určil E. JABLONSKÝ), Codiaceae, problematická. Jablonický lom, záp. stena, d.b. JP-31/D, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Organodetrítico-vložková štruktúra raminského vápence s Tubiphytes obscurus, s problematikami a s foraminiferami (určil J. Salaj): Trochammina alpina. Austrocolomia marshali, Endothyranella tricamerata, Lamelliconus ventroplanus (ladin), 600 m jz. od k. 333,5 (Lažteky) pri Dolnej Skalovej (Dechtice), d.b. JP-88, v.č. 30-21, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XVI

Wettersteinské rifové vápence (ladin)

Obr. 1 Organodetrítico-vložkový vápenec s prierezom hubky *Vesicocaulis* sp. (?carinthiacus) OTT (určil E. JABLONSKÝ), s *Bacanella floriformis* a s neidentifikovateľným organickým detritom. Bralá na s. svahu pod zručaninami hradu Dobrá Voda, d.b. JP-75, v.č. 29-03, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Organodetrítico-vložkový vápenec s hubkou *Dictyocoelia manon* (MÜNST.) (určil E. Jablonský). Wettersteinský rif. Vysoká skala jv. od Hradišťa p. Vrátnom, 50 m v. od vrcholu, d.b. JP-11, v.č. 30-04, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Prierez korálu porasteneho niekoľkými vrstvami koralinných rias v organogénnom vápenci. Wettersteinský rif. Vysoká skala, k. 440,5, jv. od Hradišťa p. Vrátnom, jz. svah, d.b. JP-5, v.č. 30-02, zv. 6x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Rez časťou trsu rifového organizmu (?huba, ?codiaceae). Dobrá Voda, Marias, Sropy, d.b. JP-63, v.č. 30-09, zv. 6x. Foto J. Mello.

Tab. XVII

Obr. 1 Reliktná stromatolitická štruktúra hlavného dolomitu. Sv. výbežok Brezovských Karpát, z. svah výšiny 500 m v. od Gálovca (k. 412), j. od Mosnákov, d.b. JP-237, v.č. 29-52, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Vložkovo-brekciovitá štruktúra hlavného dolomitu. Sv. výbežok Brezovských Karpát medzi kopanicami Volovec a U Bajciarov (k. 361,0), d.b. JP-234, v.č. 29-50, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Afanitická štruktúra oponického vápence v bazálnej časti sekvencie s. od Lančára, bralkové východy priamo pri k. 303,3, d.b. JP-243, v.č. 29-53, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Organodetritická poloha v oponických vápencoch. Biomikrit s hojnými prierezmi drobných hrubostenných schránok lamelibranchiát a brachiopódov. Dolná časť chrbta 300 m s. od osady Volovec. Svetlé a svetlohnedošedé vápence, d.b. JP-240, v.č. 30-41, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XVIII

Dachsteinské vápence

Obr. 1 Laminovaný oopelmikrit. Významnou zložkou peletov sú koprolity. Balvan z bral svetlých vápencov v sz. časti Tlstej hory, d.b. JP-232, v.č. 29-48, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Pelsparit. Ssz. svah Tlstej hory pri Prašníku, v. 350 m. Bralá svetlých lavicovitých vápencov nad lesnou cestou, d.b. JP-233, v.č. 29-49, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Biokalkarenit, biosparit. Identifikovateľné sú úlomky lamelibranchiát, krinoidov, dasycladaceí, ostne ježoviek. Sz. podvrcholová časť k. 421,9 (1 km jv. od Pavlíkovho mlyna, 80 m od vrcholu). Vápencové bralá 6x15 m v nezreteľne lavicovitých vápencoch, d.b. JP-199, v.č. 29-29, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Biokalcirudit. Okrem úlomkov lamelibranchiát sú hojné úlomky korálov a húb, ktoré signalizujú blízkosť rifu. Škrapy a kvesty na z. chrbáte nepomenovanej výšiny 400 m jz. od horárne Černík, d.b. JP-223/A, v.č. 29-39, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XIX

Obr. 1 Krinoidovo-foraminiferový „napechovaný“ biomikrit s glaukonitom (lias). Hrdzavošedé piesčité zrnité vápence, 900 m jz. od hájovne Černík pri Čhtelnici, sz. hrana planinky k. 313,0, d.b. JP-220, v.č. 29-37, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Krinoidovo-lumachelový biomikrit (?lias). Úlomok svetlošedého naruzovela organodetritického vápenca z valchovských zlepenecov (koňak), 1 km v. od Pavlíkovho mlyna, d.b. JP-24/B, v.č. 29-35, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Krinoidový vápenec s nehojnými úlomkami lamelibranchiát a foraminifer (lias). Tmel dorastania. Tlštá hora, sv. chrbát, v. 380 m, d.b. JP-230, v.č. 29-46, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Krinoidovo-peletová štruktúra krinoidových vápencov s rohovcami. Tlštá hora, v. chrbát, v. 330 m, d.b. JP-228, v.č. 29-44, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XX

Obr. 1 Biomikrit. Krémové afanitické vápence (?oxford-kimeridž). Prašník, j. od areálu JRD, suť pod bralkami svetlých vápencov, d.b. JP-280/C, v.č. 29-73, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Rádioláριοvo-spongiový biomikrit. Ružovkasté afanitické rohovcové vápence (oxford-kimeridž), Prašník, j. od areálu JRD. Suť pod bralkami svetlých vápencov, d.b. JP-280/E, v.č. 29-72, zv. 30x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Organodetritický vápenec s prierezmi schránok lamelibranchiátov, textularoidných foraminifer, peletov a onkoidov. Alodapický rohovcový vápenec (oxford-kimeridž). Balvan v záreze cesty k vodojemu na sz. chrbáte k. 303,0, j. od Prašníka, v. 225 m, d.b. JP-226/B, v.č. 29-43, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Onkolitovo-hrudkový vápenec s Alveosepta aff. powersi (REDMOND), určil J. Salaj. Vrchný kimeridž-titón. Tlštá hora, s. svah k. 303,0, bralká svetlých vápencov nad okrajom lesa, v. 260 m, d.b. JP-280/A, v.č. 29-71, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XXI

Malmské vápence

Obr. 1 Organodetrilitické vápence s Alveosepta aff. powersi (REDMOND) a s A. aff. jaccardi (SCHRODT.) (určil J. Salaj), vrchný kimeridž-titón. Tlštá hora, sz. chrbát k. 303,0, j. od Prašníka, v. 250 m, d.b. JP-227, v.č. 30-35, zv. 8x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Clypeina jurassica Favre z organodetrilitického vápenca. Otto ako obr. 1, zv. 30x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Alveosepta aff. powersi (REDMOND) (určil J. Salaj) z krémových organodetrilitických hrubolavicovitých až masívnych vápencov (vrchný kimeridž-titón). Otto ako obr. 1, zv. 30x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Organodetrilitický vápenec. Bralko svetlých vápencov (vrchný kimeridž-titón) na s. chrbte Tlstej hory j. od Prašníka, v. 275 m, d.b. JP-279, v.č. 29-70, zv. 30x. Foto J. Mello.

Tab. XXII

Sladkovodné („schizofytové“) vápence

Obr. 1 Krustifikačné schránky štruktúry v riasovom stromatolite. 750 m sz. od hájovne Černík (pri k. 323,0), d.b. JP-224/A, v.č. 29-41, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Stromatolitický vápenec so zvyškami lamelibranchiát, 750 m sz. od hájovne Černík, d.b. JP-224/A, v.č. 29-41, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Riasový biomikrit, 750 m sz. od hájovne Černík, d.b. JP-224/B, v.č. 29-42, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Riasový biomikrit s klastickou prímесou. K. 436,0 sz. od Orlich skál 1 300 m v. od Dolnej Pustej Vsi, d.b. JP-274/B, v.č. 29-68, zv. 12x. Foto J. Mello.

Tab. XXIII

Valchovské zlepenec (koňak)

Obr. 1 Drobnobrekciovitá štruktúra tmelu valchovských zlepenecov (makroskopicky červenkasté pieskovce). Okrem základnej hmoty (veľmi drobný, prevažne karbonátový detrit plus sparit) vidno i drobné úlomky triasových vápencov a dolomitov. Holdošovský mlyn, zárez lesnej cesty v svahu s. od k. 263,2, d.b. JP-195/A, v.č. 29-26, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 2 Iný príklad tmelu (?) valchovských zlepenecov. Krinoidovo-organodetrilitická štruktúra červeného piesčitého vápenca, v ktorom sú úlomky a valúny triasových a jurských hornín. 500 m jv. od Pavlíkovho mlyna, sz. chrbát k. 421,9 nad rozdvojením údolia, v. 350 m, d.b. JP-197/A, v.č. 29-28, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 3 Valún svetlého vápenca z valchovských zlepenecov (pravdepodobne opoňický vápenec, karn). Biomikrit s prierezmi globochét, foraminifer, tenkostenných lamelibranchiát, ostrakód a neidentifikovateľného organického detritu. 1 100 m sv. od Holdošovského mlyna, j. chrbát k. 421,9, d.b. JP-194/B, v.č. 29-25, zv. 12x. Foto J. Mello.

Obr. 4 Vápňitý pieskovec, pravdepodobne valún z valchovských zlepenecov. Zrná výlučne arenitovej veľkosti pozostávajú hlavne z detritu, krinoidových článkov, úlomkov lamelibranchiát, ostňov ježoviek, voľných (preplavených) foraminifer a z úlomkov triasových vápencov rôznych typov (na obr.

v strede úlomok biosparitu s *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI dachsteinský vápenec). 1 km v. od Pavlíkovho mlyna, d.b. JP-204/A, v.č. 29-34, zv. 30x. Foto J. Mello.

Tab. XXIV

Konodonty z reiflinských a z ?oponických vápencov skupiny Brezovských Karpát. Zo vzoriek J. Mello získal a určil Ľ. Gaál.

Obr. 1 *Gondolella nodosa* (HAYASHI), zv. 100x, d.b. JP-225/R, lom U Fajnorov, najvyššia etáž.

Obr. 2 *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, zv. 110x, d.b. JP-225/R.

Obr. 3 *Ozarkodina tortilis* TATGE, zv. 65x, d.b. JP-178/F, Dolná Skalová, zárez pri hradskej Dechtice – Dobrá Voda.

Obr. 4 *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), zv. 65x, d.b. JP-178/F.

Obr. 5 *Chirodella dinodoides* (TATGE), zv. 130x, d.b. JP-178/F.

Obr. 6 *Gondolella cf. acuta* KOZUR, zv. 140x, d.b. JP-178/F.

Obr. 7 *Nicoraella kockeli* (TATGE), zv. 100x, d.b. JP-242/B, lom U Fajnorov, najnižšia etáž, južná stena.

Obr. 8 *Gondolella cf. excelsa* (MOSHER), zv. 50x, d.b. JP-260, bralkový odkryv v. od jablonického lomu.

Obr. 9 *Gondolella excelsa* (MOSHER), zv. 120x, d.b. JP-260.

Obr. 10 *Gondolella cf. constricta* MOSHER et CLARK, zv. 100x, d.b. JP-260.

Obr. 11 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), zv. 55x, d.b. JP-260.

Obr. 12 *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE), zv. 65x, d.b. JP-260. Foto M. Švec.

Tab. XXV

Obr. 1 *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER x 80 Vz.č. 170. Kravárikovci – súvrstvie Priepasného. Sp. eocén.

Obr. 2 *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER x 65. Vz. č. 170.

Obr. 3 *Textularia agglutinans* (D'ORBIGNY) x 50. Vz.č. 231. Dolná Polianka – súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.

Obr. 4-5 *Glomospira charoides* (JONES et PARKER) x 150. V.č. 170.

Obr. 6 *Haplophragmoides mjatliukae* MASLAKOVA x 75. Vz.č. 170.

Obr. 7 *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY) x 70. Vz.č. 465. Pagači – sliene egenburgu.

Obr. 8 *Dorothia conula* (REUSS) x 70. Vz.č. 580. U Stanov – podbradlianske súvrstvie. Stredný až vrchný kampán.

Obr. 9 *Dorothia oxycona* (REUSS) x 90. Vz.č. 201. Dolná Polianka – súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.

Obr. 10 *Gaudryina cretacea* (KARRER) x 50. Vz.č. 201.

Obr. 11 *Gaudryina limbata* SAID et KENAVY x 120. Vz.č. 580.

Obr. 12 *Dorothia oxycona* (REUSS) x 60. Vz.č. 45. Severný svah Ostrižeža (Brezová pod Bradlom) – švertnické sliene. Vrchný koňak.

Tab. XXVI

Obr. 1 *Heterostomella mexicana* CUSHMAN x 80. Vz.č. R-45. Severný svah Ostrižeža (Brezová pod Bradlom) – švertnické sliene. Vrchný koňak.

Obr. 2 *Gaudryina pyramidata* CUSHMAN x 60. Vz.č. R-45.

- Obr. 3 *Reussella szajnochae szajnochae* GRZYBOWSKI x 70. Vz.č. 580. U Stanov – podbradlianske súvrstvie. Stredný až vrchný kampán.
 Obr. 4–5 *Globorotalites subconicus* (MORROW) x 100. Vz.č. R-45.
 Obr. 6–7 *Stensioeina granulata* (OLBERTZ) x 120. Vz.č. R-45.
 Obr. 8–9 *Stensioeina excolata* CUSHMAN x 120. Vz.č. 580.
 Obr. 10–11 *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS) x 50. Vz.č. R-45.
 Obr. 12 *Valvulineria moniliformis* (REUSS) x 80. Vz.č. R-45.

Tab. XXVII

- Obr. 1 *Pleurostomella subnodosa* REUSS x 60. Vz. č. 201. Dolná Polianka – súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.
 Obr. 2 *Neoflabellina rugosa rugosa* (D'ORBIGNY) x 150. Vz.č. 580. U Stanov – podbradlianske súvrstvie. Stredný až vrchný kampán.
 Obr. 3 *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN et KOCH x 100. Vz.č. 231. Dedkov vrch – súvrstvie Polianky. Vrchný mástricht.
 Obr. 4 *Lenticulina (Marginulina) gosae* (REUSS) x 50. Vz.č. 633. Brezová pod Bradlom – súvrstvie Hurbanovej doliny. Spodný santón.
 Obr. 5 Drobný gastropód x 90. Vz.č. 633.
 Obr. 6 *Turritella* sp. x 60. Vz.č. 633.
 Obr. 7–8 *Hoeglundina favosoides* (EGGER) x 110; x 70. 7 = Vz.č. 633, 8 = Vz.č. 635.
 Obr. 9 *Daviesina minuscula* (HOFKER) x 110. Vz.č. 633.
 Obr. 10 *Stensioeina granulata* (OLBERTZ) x 90. Vz.č. 633.
 Obr. 11 *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (REUSS) x 150. Vz.č. 633.
 Obr. 12 *Osangularia cordieriana* (D'ORBIGNY) x 100. Vz.č. 633.

Tab. XXVIII

- Obr. 1 *Oolina orbignyana* (SEGUENEZA) x 80. Vz.č. 935. Podlipovec – podlipovecký flyš. Vrchný mástricht.
 Obr. 2 *Eponides haidingerii* D'ORBIGNY x 70. Vz.č. 231. Horná Polianka – súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.
 Obr. 3 *Praebulimina laevis* (BEISSEL) x 60. Vz.č. 231.
 Obr. 4 *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS) x 70. Vz.č. 231.
 Obr. 5 *Pleurostomella nitida* MORROW x 60. Vz.č. 580. U Stanov – podbradlianske súvrstvie. Stredný až vrchný kampán.
 Obr. 6 *Bandyella greatvalleyensis* (TRUJILLO) x 60. Vz.č. 580.
 Obr. 7 *Stensioeina exsculpta juvenilis* HOFKER x 100. Vz.č. 153. Brezová pod Bradlom – súvrstvie Hurbanovej doliny. Vrchný santón.
 Obr. 8–11 *Anomalina (Gavelinella) demetiana thalmanni* (BROTZEN) x 80. Vz.č. 153.
 Obr. 9 *Gyroidinoides nitida* (REUSS) x 120. Vz.č. 580.
 Obr. 10 *Anomalina (Gavelinella) costata* (BROTZEN) x 150. Vz.č. 153.
 Obr. 11 *Reussella szajnochae californica* CUSHMAN et GANDOLFI x 40. Vz.č. 231.

Tab. XXIX

- Obr. 1–2 *Globotruncana falsostuarti* x 60. Vz.č. 231. Dolná Polianka – súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.

- Obr. 3 Globotruncana waldfischensis TODD x 80. Vz.č. 231.
 Obr. 4 Globotruncana arca rugosa (MARIE) sensu SALAJ et SAMUEL x 60. Vz.č. 231.
 Obr. 5 Globotruncana insignis GANDOLFI x 70. Vz.č. 231.
 Obr. 6 Globotruncana arca arca (CUSHMAN) x 90. Vz.č. 580. U Stanov — podbradlianske súvrstvie. Vrchný — stredný kampán.
 Obr. 7 Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ x 80. Vz.č. 580.
 Obr. 8-9 Globotruncana scutilla GANDOLFI x 70. Vz.č. 580.
 Obr. 10 Globotruncana tricarinata (QUEREAU) x 60. Vz.č. 633. Brezová pod Bradlom — súvrstvie Hurbanovej doliny. Spodný santón.
 Obr. 11 Globotruncana angusticarinata GANDOLFI x 50. Vz.č. R-45. Severný svah Ostrietza (Brezová pod Bradlom) — štvrtnícké sliene. Vrchný koňak.
 Obr. 12 Globotruncana coronata BOLLI x 50. Vz. č. R-45.

Tab. XXX

- Obr. 1 Sigalia carpathica SALAJ et SAMUEL x 120. Vz.č. 635. Brezová pod Bradlom — súvrstvie Hurbanovej doliny. Spodný santón.
 Obr. 2 Heterohelix striata (EHRENBERG) x 110. Vz.č. 231. Dolná Polianka — súvrstvie Polianky. Spodný mástricht.
 Obr. 3-4 Gublerina reniformis (MARIE) x 110. Vz.č. 231.
 Obr. 5-6 Planoglobulina acervulinoides (EGGER) x 60. Vz. č. 231.
 Obr. 7 Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER) x 75. Vz.č. 231.
 Obr. 8 Globigerinelloides multispinus LALICKER x 80. Vz.č. 580. U Stanov — podbradlianske súvrstvie. Stredný — vrchný kampán.
 Obr. 9 Rugoglobigerina aff. hexacamerata BROENNIMANN x 90. Vz.č. 580.
 Obr. 10 Globigerinelloides multispinus (LALICKER) x 100. Vz.č. 580-
 Obr. 11 Globigerina ciperoensis angustiumbilocata BOLLI x 175. Vz.č. 78. Pagači — ílovce egenburgu.
 Obr. 12 Globigerina ciperoensis angustiumbilocata BOLLI x 170. Vz.č. 78.

Tab. XXXI

- Obr. 1 Siphonina tenuicarinata CUSHMAN x 80. Vz.č. 78. Pagači — ílovce egenburgu.
 Obr. 2 Siphonina tenuicarinata CUSHMAN x 80. Vz.č. 170. Krajný — ílovce egenburgu.
 Obr. 3 Marginulina hirsuta D'ORBIGNY x 40. Vz.č. 465. Pagači — ílovce egenburgu.
 Obr. 4-5 Planulina aff. ariminensis (D'ORBIGNY) x 110. Vz.č. 465.
 Obr. 6 Uvigerina semiornata semiornata D'ORBIGNY x 90. Vz.č. 77. Pagači — ílovce egenburgu.
 Obr. 7 Gyroidina soldanii D'ORBIGNY x 90. Vz.č. 465.
 Obr. 8 Cibicides sp. x 80. Vz.č. 465.
 Obr. 9 Cibicides lobatulus (WALKER et JACOB) emend. D'ORBIGNY x 90. Vz.č. 465.
 Obr. 10-12 Rôzne typy ihlic húb x 90, x 60, x 110. Vz.č. 77.

EXPLANATIONS FOR GEOLOGICAL MAP OF MYJAVSKÁ PAHORKATINA UPLAND, ČACHTICKÉ AND BREZOVSKÉ KARPATY MTS.

Jozef Salaj — Augustín Began et al.

Summary

The geological map 1:50 000 of the region of the Myjavská pahorkatina upland, the Brezovské and the Čachtické Karpaty Mts. covers the area included from the most part in the Periklippen Zone and linking up with the NE extension of the Malé Karpaty Mts. The area also represents NE border of the Vienna Basin.

The area is economically interesting because it is presumed to have oil and gas occurrences. Gas occurrence was recorded by borehole LU-1 at the locality Lubina (B.LEŠKO et al. 1978). This is why the complicated geologic structure of the region is studied thoroughly in respect of oil geology. Most attention is paid to the relation of tectonic units of this region to those in the Northern Limestone Alps, in their extension in the basement of the Vienna Basin Tertiary, both in its Austrian and Czechoslovak parts.

The map and the explanations resulted from collective work of research workers of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava. The authors used the results of their own researches as well as published and unpublished writings of other authors.

The authors are presented in the survey of mapping and in the Contents of the text explanations.

The explanations concern the geologic structure of the Myjava segment (Podbranc — Ivanovská dolina valley), Klippen Belt (Czorsztyń and Kysuca sequences), Klappe zone (Drietoma sequence), of the Gosau Cretaceous and Paleogene (Rašov facies, Surovín facies, Stará Turá facies, Bradlo facies) of the Myjavská pahorkatina upland. The Magura Paleogene is only studied in its contact zone with the Klippen Belt.

The Mesozoic of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts., the Neogene and the Quaternary were studied thoroughly from the entire region.

The explanations also comprise chapters concerning hydrogeology, geophysical investigations, paleogeography and geomorphology of the region, living environment and mineral resources.

A. Pre-Senonian lithographic units in Inner Carpathians

I. The Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.

Both mountain ranges comprise the same lithostratigraphic units and we therefore give there their common characteristics. Differences are evident from the map legend.

Mesozoic complexes composing these mountain ranges are divided into two groups:

1. Jablonica Group consists of detrital (Lower Triassic—Werfenian Member; Carnian—Lunz Member) and carbonate (limestone and dolomites) Triassic rocks. The Werfenian Member does not crop out (only in section). The Wet-

terstein limestones, Ladinian–Carnian dolomites and Upper Carnian–Norian dolomites (hauptdolomite) have greatest areal extent.

2. Hrušovo Group consists of Jurassic and Lower Cretaceous carbonate rocks. Its lithofacies character is extremely varied but its areal extent is small because of small thicknesses of individual facies (except Tithonian–Neocomian).

II. Myjavská pahorkatina upland and Biele Karpaty Mts.

Lithofacies types outcropping in the adjacent areas of the Myjavská pahorkatina upland and Biele Karpaty Mts., are included in the Klape unit represented by the Drietoma unit (by the Manín unit – according to M. MAHEĽ 1987). In this area the Drietoma unit is incomplete and its stratigraphic range is Upper Triassic – Middle Cretaceous. It mostly consists of carbonate complexes. Detrital sediments are in the Upper Triassic (Carpathian Keuper), Lower Jurassic (Gresten Member) and in the Middle Cretaceous (Albian–Turonian Flysch with exotic conglomerate layers). Carbonate rocks are represented by several limestone facies, less by marls and marlstones.

III. Klippen Belt

In the Myjava part of the Klippen Belt (Podbranč–Ivanovská dolina valley) two independent formations may be distinguished on the basis of lithostratigraphic differences.

1. Czorsztyn unit represents facies of the northern part of the Pieńid geosyncline. It is characterized by shallower-water facies (light-coloured and red crinoidal limestones, nodular – Czorsztyn limestones), less by deep-water facies (Calpionella limestones). There is a pronounced break in the Lower Cretaceous sedimentation. A transgression proceeded in the upper part of the Lower Albian; variegated marls formed up to the Lower Campanian. Because of their small thickness it was a condensed sedimentation under the conditions of a raised bottom.

2. Kysuca unit is characterized by deep environment facies (spotty limestones and Liassic marls, Aalenian–Bathonian Posidonian beds, radiolarian rocks, Calloway–Kimmeridgian nodular limestones, Tithonian–Hauterivian Calpionella – and cherty limestones. Higher up are spotty marls (Barremian – Lower Cenomanian) and variegated marls (Middle Cenomanian–Coniacian).

Younger lithofacies members were not found in the two formations.

B. Senonian and Paleogene Gosau facies in Myjavská pahorkatina upland

Sediments of this area are divided into four facies beginning from the north:

1. Rašov facies representing the marginal facies of the northern part of the Klape sedimentation area (Drietoma sedimentation zone) S of the klippen sedimentation zone. Formerly the Rašov facies was regarded as part of klippen envelope (D. ANDRUSOV 1959). This facies is extensive, in the area of Stará Turá it is transgressive and mostly consists of sandstones, conglomerates and organogenic hippurite limestones of the Santonian–Campanian age.

2. Surovín facies is characterized by continuous sedimentation bet-

ween the Cretaceous and the Paleogene. The Lower Campanian variegated marls represent the oldest formation. Higher up are marls with sandstone – and orbitoid limestones layers. Paleocene–Lower Eocene algal–coralline (organo–detrital in bottom part) limestones with marls layers dominate in the top part of the formation. A thick formation of mostly fine–rhythmical Middle Upper Eocene flysch with layers of variegated clays and marls passes in the top part into menilite beds preserved in rudiments.

3. Stará Turá facies is characterized by a stratigraphic hiatus between the Cretaceous and Paleocene, and transgression on various members of the basement. This facies has many characters in common with the Bradlo facies – mainly exotic conglomerates and with the Surovín facies – the Eocene flysch. Organogenic algal–coralline limestones are also characteristic of the facies representing mostly the Middle Paleocene–Lower, in places Middle Eocene.

4. Bradlo facies represents two independent sedimentation cycles: the older – Senonian, the younger – Upper Paleocene–Lower Eocene.

The Senonian transgression commenced mostly with Coniacian conglomerates transgressing over the submerging horst of Mesozoic complexes of the Brezovské Karpaty and the Čachtické Karpaty Mts. Relics of freshwater schizophytous limestones, of brackish to freshwater lacustrine sediments with black coal interbeds preserved on the horst.

Besides basal lithofacies the Coniacian comprises sandy limestones with sandy marls and marlstones layers. Higher up the Senonian is represented by a thick Santonian flysch sequence, Lower Campanian variegated marls, by Middle and Upper Campanian flysch. Orbitoid limestones, Inoceranian marls, orbitoid conglomerates and flysch correspond to the Uppermost Campanian and Maastrichtian.

The short hiatus in the Danian was followed by a new sedimentation cycle consisting of flysch with exotic conglomerates and olistolites of Upper Paleocene organodetrital algal–coralline limestones. Highest up is the Lower Eocene Flysch formation with variegated clays layers.

C. Paleogene

Biele Karpaty unit. The Paleogene of the Biele Karpaty unit crops out S and SW of the Klippen Belt and is represented by Eocene Zlín Member in the area studied.

D. Neogene

Neogene sediments are in three areas: western margin of the Vienna Basin, in the Dobrá Voda and Krajné depressions, at NW termination of the Danube lowland (Trnavská tabuľa plateau) on SE slopes of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.

Two sedimentation cycles may be distinguished there: the Eggenburgian–Ottományian cycle (basal conglomerates, sandstones, sandstones and sands with conglomerate layers, calcareous sandstones and claystones). The second cycle consists of Karpatian sediments (Jablonica conglomerates with exotic material, marlstones and calcareous sandstones).

E. Quaternary

The Quaternary is represented by Pleistocene fluvial (terraces) and eolian

(loesses), Pleistocene-Holocene organogenic sediments (travertines), the Holocene is mostly represented by sandy-loamy fluvial sediments of fluvial plains.

F. Paleogeographic-tectonic development of region

Crystalline and Paleozoic rocks do not crop out in the region; they are only known as clastics in Albian, Maastrichtian, Paleocene-Lower Eocene and Upper Karpatian conglomerates. The Mesozoic basin started forming on a peneplaned basement resulting from the Pfalsian folding phase by detrital Lower Triassic formation. The Middle and Upper Triassic are mostly characterized by shallow-water carbonate sedimentation, by Upper Triassic detrital sedimentation proceeding in the time intervals and affected by the clastic material transport from emerged zones. Synsedimentary fault tectonics results in differentiation of the sedimentation area and in formation of a horst system. So in the Carnian the Lunz Member formed in a deeper environment and the Opponitz limestones on uplifted parts of the horst. In the Norian and Lower Rhaetic the so-called Carpathian Keuper formed under lagoonal conditions in the overlier of hauptdolomite, whereas elsewhere carbonate sedimentation proceeded in the Rhaetian. The presence of clastic aléurite quartz in the carbonate, variegated shales, pink dolomites known from the Carpathian Keuper is significant for paleogeographic interpretation. Dachstein limestones and dolomites of this type are only known from the Čachtické Karpaty Mts. Differentiation of the sedimentation area lasts up to the Upper Rhaetian when the layers of organogenic coquina formed, known from the Kössen Member.

In spite of the above facies differences, most part of Middle and Upper Triassic sediments should be regarded as product of platform limestone sedimentation characterized by dasycladaceans and involute foraminifers (ZANINETTI 1976).

Schreyeralm and Reifling limestones, characterized by filament and radiolarian microfacies correspond to deeper sedimentation.

In the Liassic the differentiation of the sedimentation area gets more pronounced. The following segments are differentiated in the region:

1. The area of the Brezovské and Čachtické Karpaty where shallow-water differentiated sediments formed. Sandy and crinoidal limestones with cherts dominate. A part of the sedimentation areas is uplifted. During the Toarcian a condensed sedimentation proceeded, represented by limonite and manganese coats and concretions. Owing to the deepening of the basin a less thick sequence of lower reddish pseudo-nodular limestones of the Adnetian facies, slab-like beige limestones with silicite layers and scarce layers of red radiolarian rocks and muddy cherty limestones deposited higher up in the Aalenian-Bajocian-Bathonian. The Malmian is represented by nodular muddy limestones with cherts and light-coloured heavy-bedded and massive limestones with layers of organodetrital turbidite Barmstein limestones. The character of the sediments is deepwater and pelagic. In the Brezovské Karpaty Mts. is also a reef limestone facies. They are massive organogenic and organodetrital limestones known as Plassenkalk from the Northern Limestone Alps.

2. The area of the Myjavská pahorkatina upland and the Biele Karpaty Mts. is represented by the Klape unit. The unit is only represented by the Drietoma Formation deposited in the N part of the Klape sedimentation area (J.SALAJ-A.BEGAN 1983).

The Liassic commences with the facies of the shallow-water Gresten Mem-

ber passing into deeper facies through cherty crinoidal limestones, spotty marly limestones and marls to Doggerian radiolarian rocks and Malmian heavy-bedded red limestones.

3. The area of the Klippen Belt is to be divided into the Czorsztyn zone and the Kysuca zone.

The Czorsztyn zone is mostly characterized by shallow-water facies. Doggerian crinoidal limestones, deep-water pelagic nodular protoglobigerinous Oxfordian limestones, Kimmeridgian-Tithonian Saccocoma and Calpionella limestones deposited there.

The Kysuca zone was characterized by deep-sea sedimentation during the Jurassic time. In the Liassic spotty limestones and marls deposited, in the Doggerian the Posidonia beds, in the Malmian the radiolarian rocks and nodular limestones.

In the Tithonian the sedimentation was equal and deeper carbonate sedimentation prevailed.

The Lower Cretaceous of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. is represented by a deep-water facies of Calpionella limestones extending to the Valanginian. Higher members were not found in this area.

In the Drietoma zone the Lower Cretaceous developed without break in sedimentation from the Jurassic in a facies similar to that in the Brezovské and the Čachtické Karpaty Mts. but it extends to the Lower Aptian. The Upper Aptian and the Lower Albian are represented by organodetrital limestones of the "Urgonian" type of the neritic facies, and by dark cherty biomicrite limestones. The small hiatuses there are developed.

In the Czorsztyn Formation the Lower Cretaceous is missing owing to the emergence of this anticlinal zone.

The Kysuca zone in the Lower Cretaceous remains the deepest sedimentation area where the deep-water muddy limestones were forming during the Lower Cretaceous time.

The Middle Cretaceous is characterized by an abrupt change in the character of sedimentation, due to intense vertical tectonic processes associated with volcanic activity in the Lower Albian. The tectonic was influenced by the emergence of the Klape (=ultrapieninian) cordillera. Its emergence controlled the origin of flysch formations in the Klape and the Drietoma sedimentation areas.

In the Pienides the sedimentation proceeded in different manners in individual zones. In the Czorsztyn zone the condensed variegated marls facies deposited upon Tithonian limestones during the Lower Albian. The limestones correspond to the pelagic shallow-water sedimentation proceeding on an uplifted basement. During the Albian time eupelagic sediments formed in the Kysuca zone. In the Cenomanian - Middle Turonian the variegated marls deposited. In the Middle Turonian a flysch sedimentation commenced and lasted up to the end of the Turonian-Coniacian. This was the end of sedimentation in this zone.

There still is an opinion (D. ANDRUSOV-J. BYSTRICKÝ-O. FUSÁN 1973) about the main folding phase of the Central Carpathians (Mediterranean phase) proceeding in the Turonian and resulting in the main neoid structural units of the Central Carpathians. The units thrust then northwards over one another. Sediments of the Čachtické and the Brezovské Karpaty Mts., and partly also sediments of the Biele Karpaty Mts. were regarded as part of the Krížna, Choč and Nédzov nappes.

The results of recent studies and geological mapping lead to another tectonic interpretation. The analysis of Albian sediments of the Klape

unit shows that the pebble material comprises all rock types also known in the Brezovské and the Čachtické Karpaty Mts. (M.MIŠÍK-M.SÝKORA-R.MOCK 1976, M.MIŠÍK-M.SÝKORA 1979, 1981; J.SALAJ-A.BEGAN in J.SALAJ 1982). So the overthrust of their Mesozoic during the Mediterranean phase from S to N is excluded and it seems more logical to regard the Mesozoic of the two mountain ranges as a part of the Klape range which has not been eroded completely in this part (J.SALAJ-A.BEGAN-J.HANÁČEK 1983). There the schizophytous limestones and paralic coal seams bored in the basement of Coniacian sediments deposited there. Pebbles of schizophytous limestones preserved in conglomerates of the Brezová Group.

Differences in the interpretation of tectonic structure of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. are also reflected in this writing. The differences result from the interpretation of the original paleogeographic distribution of the sedimentation area.

J.Salaj and J.Hanáček mean that the area formed the original margin of NW part of the West Carpathian plate consisting of the Drietoma (=Frankenfeld), Jablonica (=Lunz) and Nedzov (=Ötscher) Mesozoic. The plate is presumed to have been obduction-thrust over the klippen sedimentation area in the course of the Albian-Cenomanian tectonic synsedimentary processes. This opinion is supported by the Mesozoic pebble material in the Albian-Cenomanian conglomerates not only in the Vrzávka zone but also in the Albian Klape Formation in the central Považie whose composition resembles that of the Mesozoic of the Brezovské and the Čachtické Karpaty Mts. (A.BEGAN-J.SALAJ 1978).

There is another opinion by J.Mello. In accordance with D.ANDRUSOV-J.BYSTRICKÝ-O.FUSÁN (1973) J. Mello situated the original sedimentation area of the Mesozoic of the Choč (=Lunz) and Nedzov (=Ötscher) nappe of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. into a zone between the Veporicum and the Gemicum and/or the Silicicum Nappes in this area were overthrust there in the Turonian (prior to the Coniacian transgression).

The Coniacian transgression resulted in the Gosau basin. During the Santonian, in the time of the maximum deepening the Čachtické pohorie Mts. block sank. Activation of the zone of the Ultrapieninian cordillera with ultrabasic rocks (ophiolites) resulted in emergence and erosion of a part of the Klippen Belt (Kysuca Formation), a part of the Klape sedimentation area and of the foreland with nappes (chromite in the Coniacian - Santonian, Campanian-Maastrichtian, Paleocene-Lower Eocene, R.OBERHAUSER 1968, J.SALAJ-Z.PRIECHODSKÁ 1986).

In the Upper Santonian-Campanian the Senonian Rašov facies transgressed over the Kysuca and the Drietoma Formations in the Klippen zone. In the Upper Campanian the Orbitoid beds and conglomerates transgressed over the Čachtické Karpaty Mts. Mesozoic and over the Brezovské Karpaty Mts. Mesozoic (E.KÖHLER-K.BORZA 1984, locality Vápenková skala) and over dolomites of evidently the Lunz nappe in the basement of the Vienna Basin Tertiary in its Czechoslovak part (boreholes Studienka, Závod).

The Laramide folding phase in the Myjavská pahorkatina upland, the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. resulted only in intense vertical movements, in sedimentation break in the Bradlo facies, in the Middle Paleocene transgression of the Stará Turá facies over various members of the basement units. In this area the Savian folding phase was most intense and resulted in anticlinal and synclinal structures of the Mesozoic of the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts., associated with overthrust faults and bivergent overthrust over younger mainly Cretaceous and/or Paleogene sediments of the same

sedimentation area. The youngest proved tectonic manifestations are pre-Karpatian (prior to transgression of Upper Karpatian Jablonica conglomerates; the Bukovec folding zone — J.SALAJ 1982), only evident in the Klippen Belt. Eggenburgian conglomerates and sandstones resting transgressively on the Kysuca Mesozoic are imbricated together with the Kysuca unit slices or they are thrust over the slices (J.SALAJ — A.BEGAN 1983).

Because of the considerably loamy area it is difficult to prove the existence of younger post-Miocene neotectonic processes, although we do not doubt about it.

G. Mineral raw-materials

The area studied is also interesting in respect of mineral raw-materials. Ores are only represented by smaller iron-manganese and hematite occurrences.

Among non-metalliferous raw-materials most important are Triassic limestones and dolomites of the Nedze nappe in the Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. They are utilized in metallurgy, in lime production and for the production of crushed building stone for which also Upper Cretaceous and Neogene sandstones and conglomerates are utilized.

Earth gas occurrences were found in the Magura Paleogene rocks and in a borehole near Lubina.

The area is prospective in respect of possible occurrence of other raw-materials for metallurgical chemical, building and decoration purposes, and in respect of fluid and gaseous hydrocarbons.

List of text-figures

- Fig. 1 Czorsztyń sequence (A.Began—J.Salaj)
- Fig. 2 Kysuca sequence (A.Began—J.Salaj)
- Fig. 3 Senonian and Paleogene of Bradlo facies (J.Salaj—A.Began)
- Fig. 4 Senonian and Paleogene of Surovín facies (J.Salaj—A.Began)
- Fig. 5 Paleogene of Stará Turá facies (J.Salaj—A.Began)
- Fig. 6 Drietoma sequence (A.Began—J.Salaj)
- Fig. 7 Tectonic sketch of Myjavská pahorkatina upland, Brezovské Karpaty Mts., Čachtické Karpaty Mts. (A.Began—J.Salaj)
- Fig. 8 Situation of seismic lines
- Fig. 9 Baranec overthrust zone on contact between Triassic and Senonian of Brezová facies. Loc. Baranec (J.Salaj)
- Fig. 10 Lithostratigraphical column of Nedzov nappe in Brezovské Karpaty Mts. (J.Mello)
- Fig. 11 Panorama of quarry U Fajnorov (Photographed by J.Mello)
- Fig. 12 Quarry near Bzince pod Javorinou (Photographed by J.Hanáček)
- Fig. 13a Jurassic—Neocomian of Hrušové Group. Type locality: quarry near Hrušové (Photographed by J.Salaj)
- 13b Kimmeridgian—Neocomian of Ivanovská skala (Photographed by J. Hanáček)
- Fig. 14 Lithostratigraphical column of Nedzov nappe in Čachtické Karpaty Mts. (J.Hanáček—J.Salaj)
- Fig. 15 Čachtická jaskyňa cave (A.Droppa et al.)
- Fig. 16 Miocene of Myjavská pahorkatina upland, Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. (A.Began—J.Salaj)

Fig. 17 Geological cross-section of Myjavská pahorkatina upland and Čachtické Karpaty Mts. (A.Began—J.Hanáček—J.Salaj)

Fig. 18 Map of deposits, occurrences and prognoses of mineral resources

Translation: E. Jassingerová and J. Salaj.

VYSVETLIVKY

ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát
1:50 000

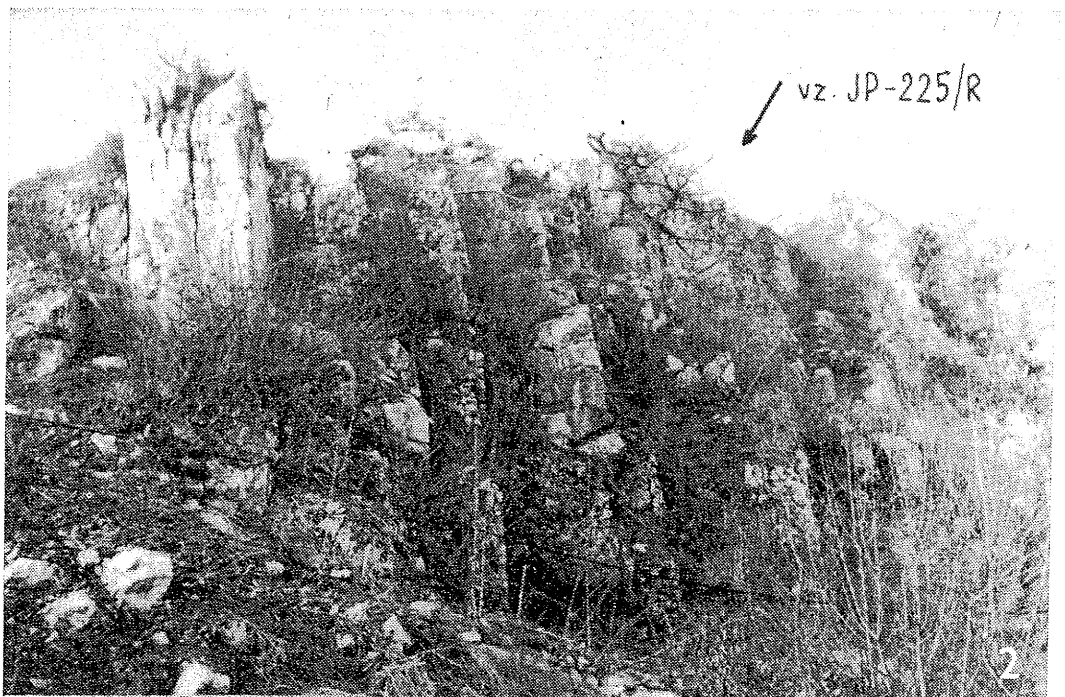
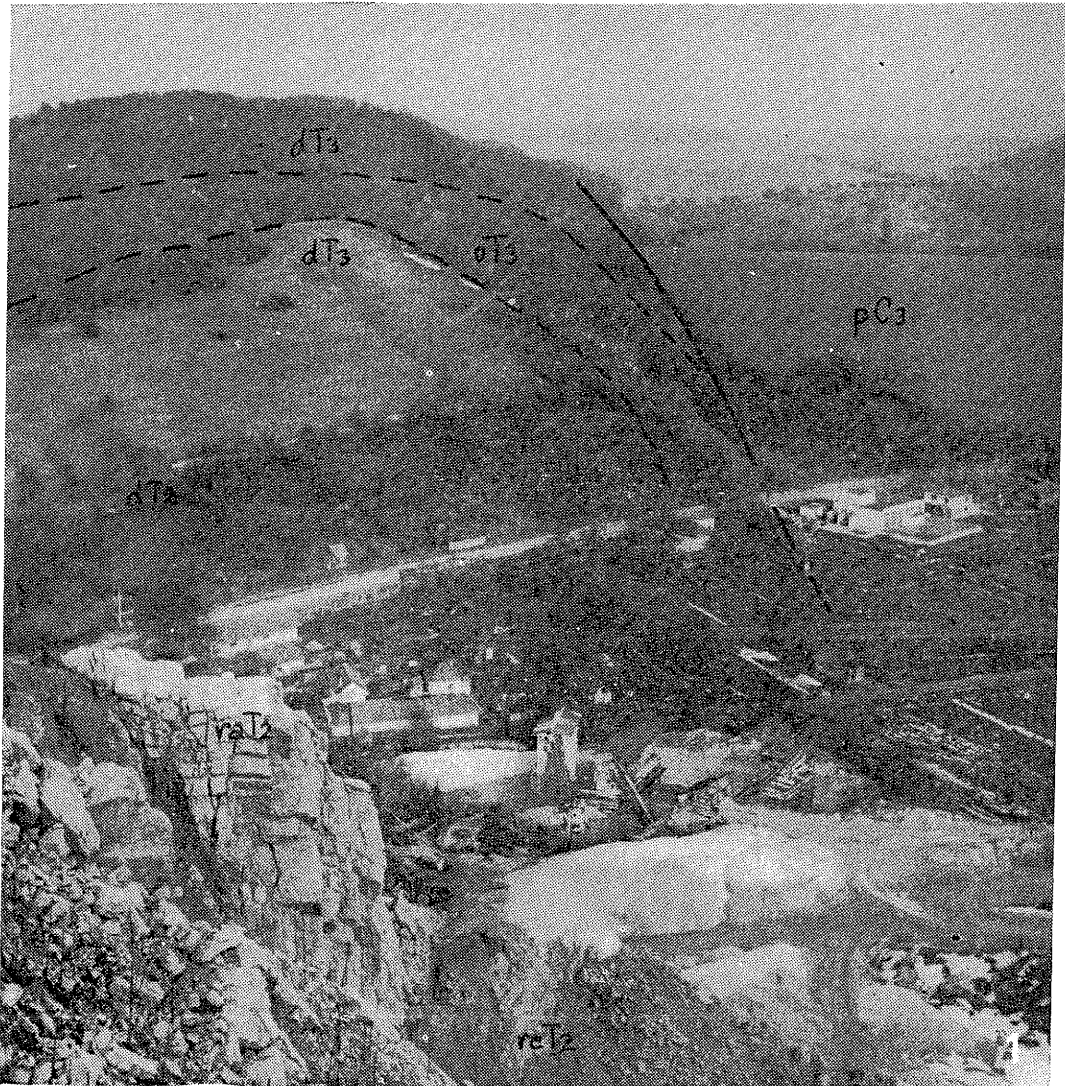
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV v Bratislave 1987

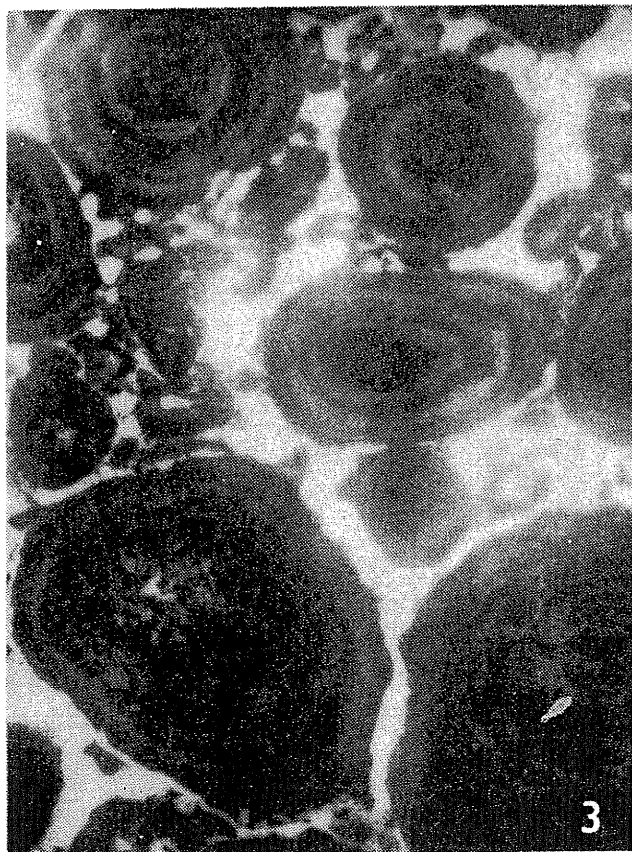
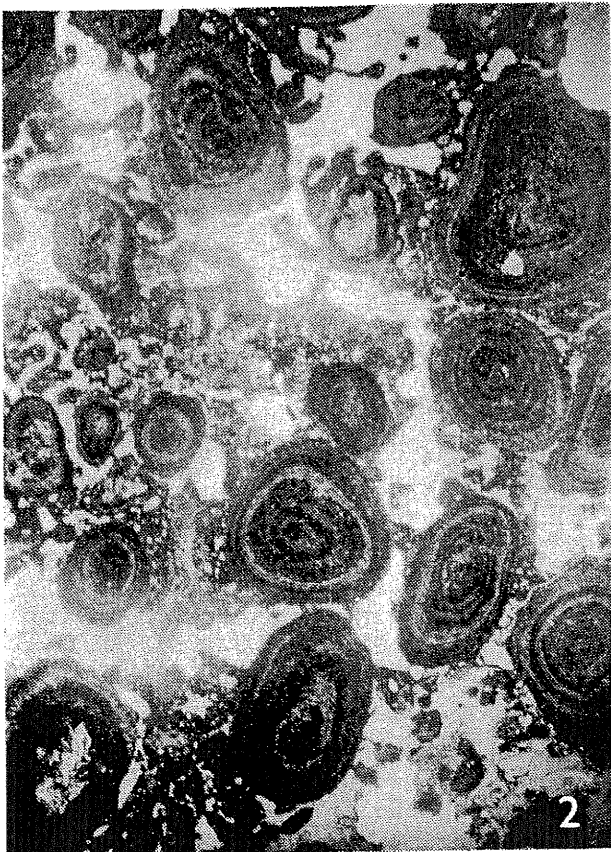
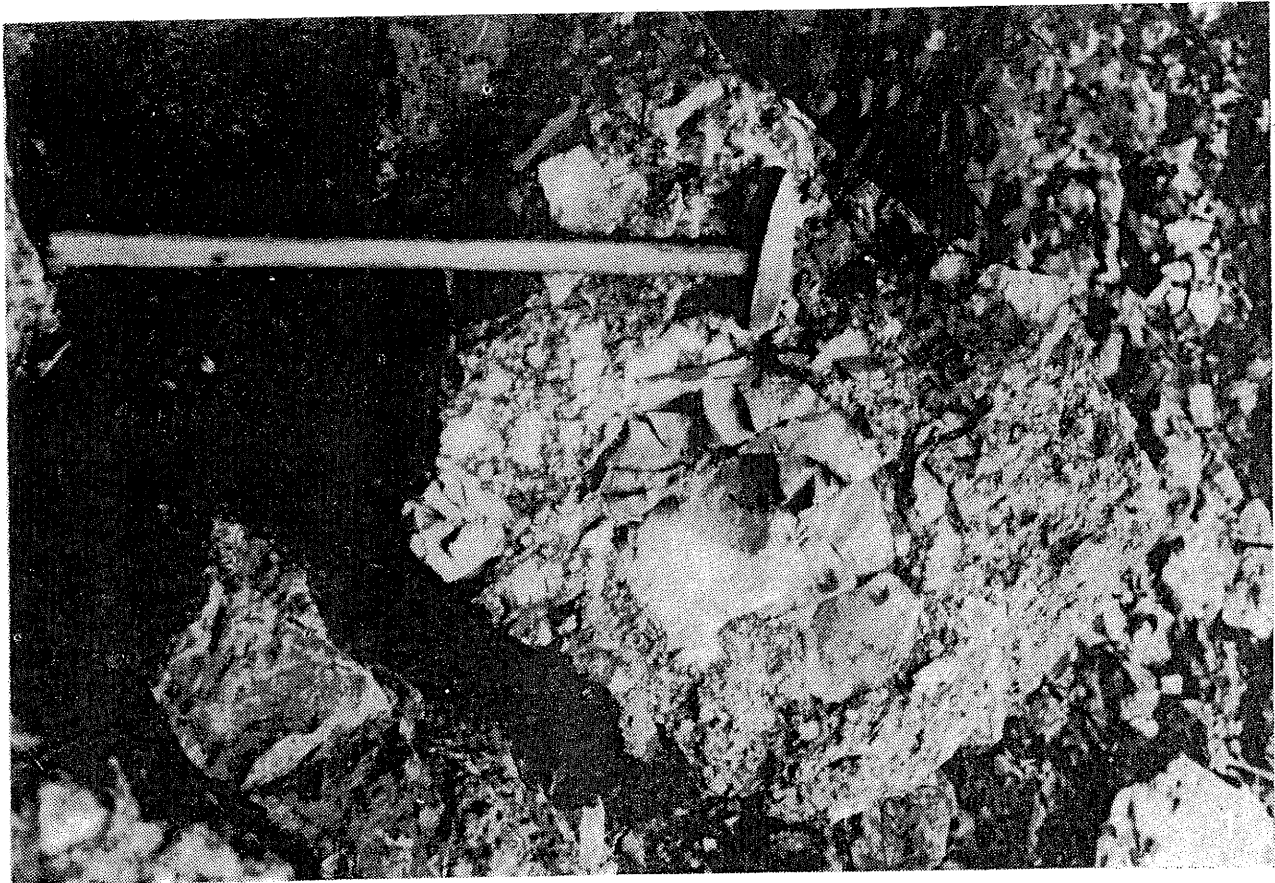
Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc,
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková úprava: Mária Némethová
Technická úprava: Gabriela Šipošová

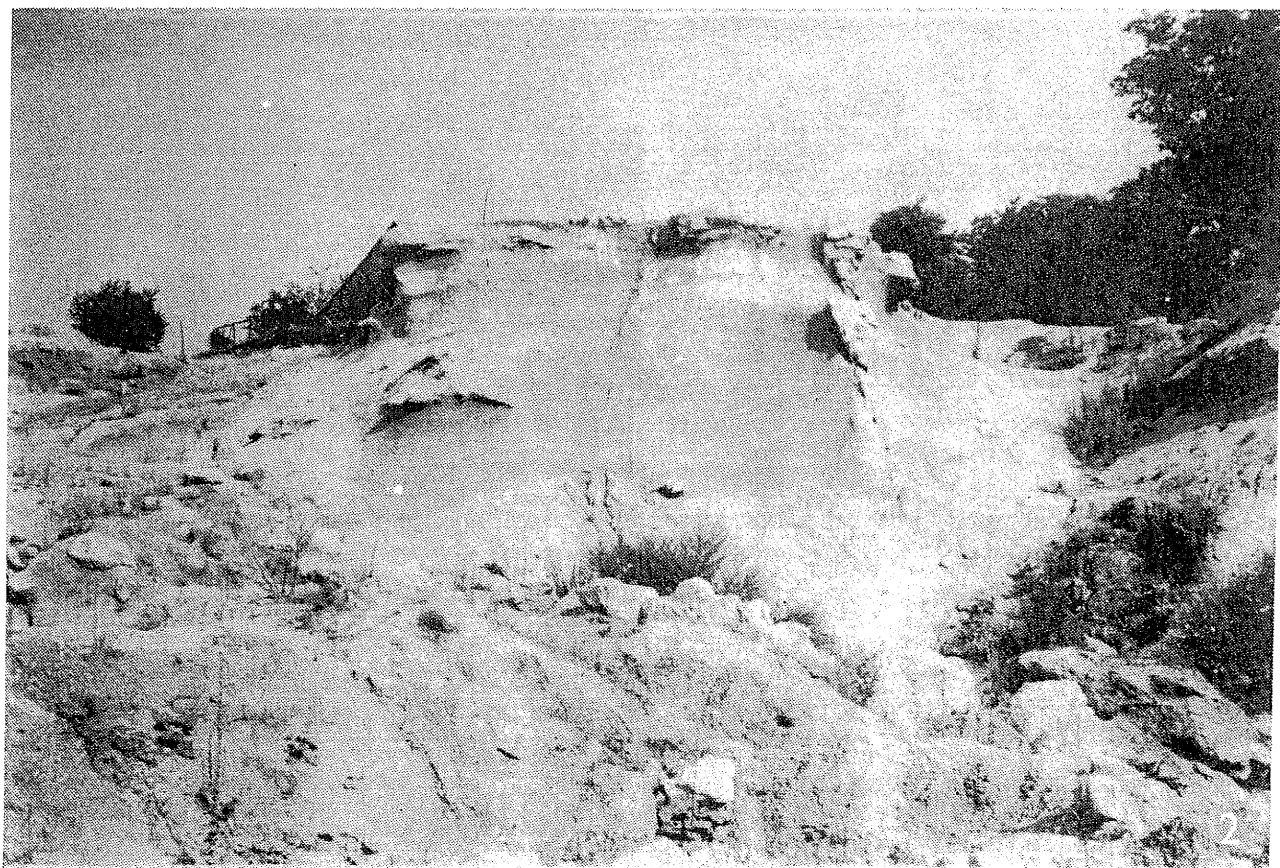
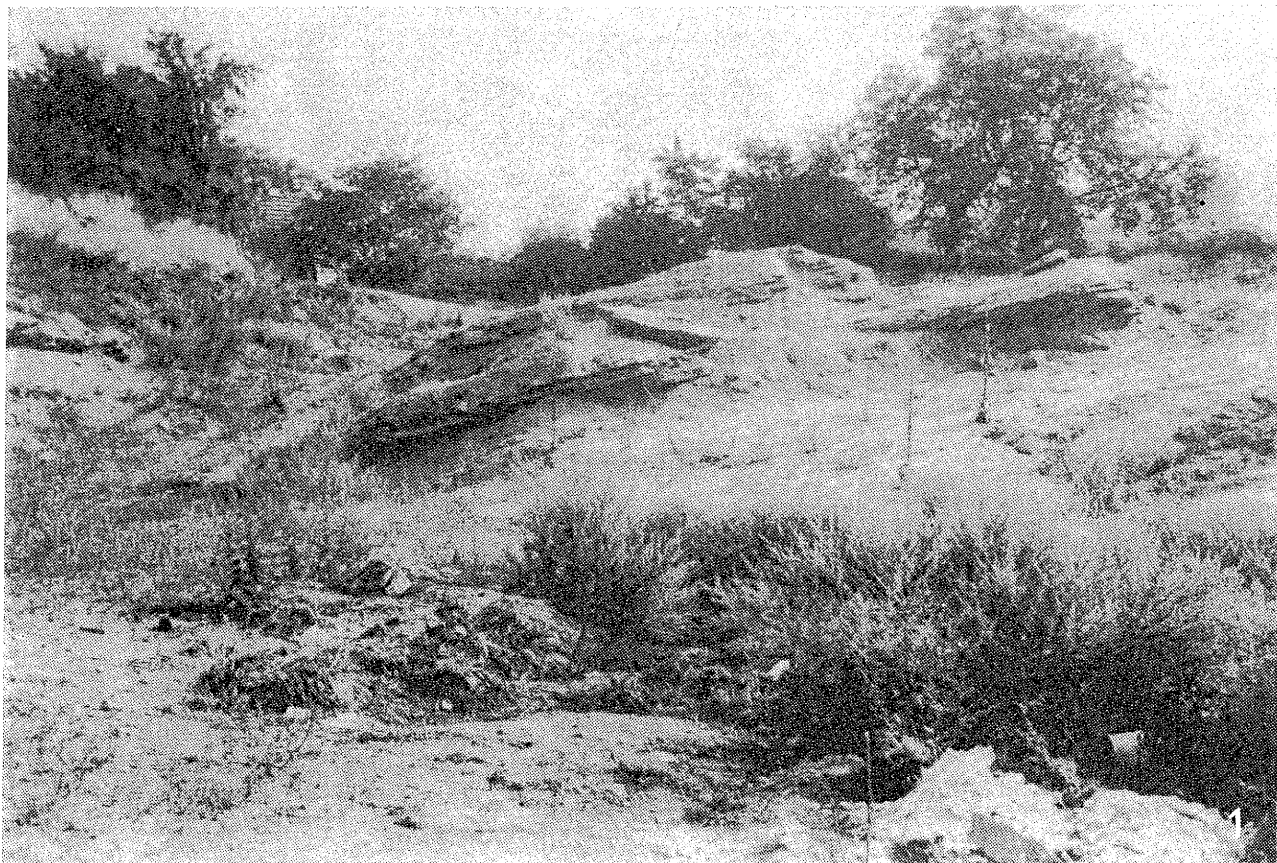
Sadzba, tlač a knižárske spracovanie: Edičné stredisko GÚDŠ. Tem skup.
03/9. Náklad 650 kusov. Povoľené SÚKK 1823-I/1984. Rozsah AH 18,14,
VH 18,43. Cena 30,- Kčs.

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

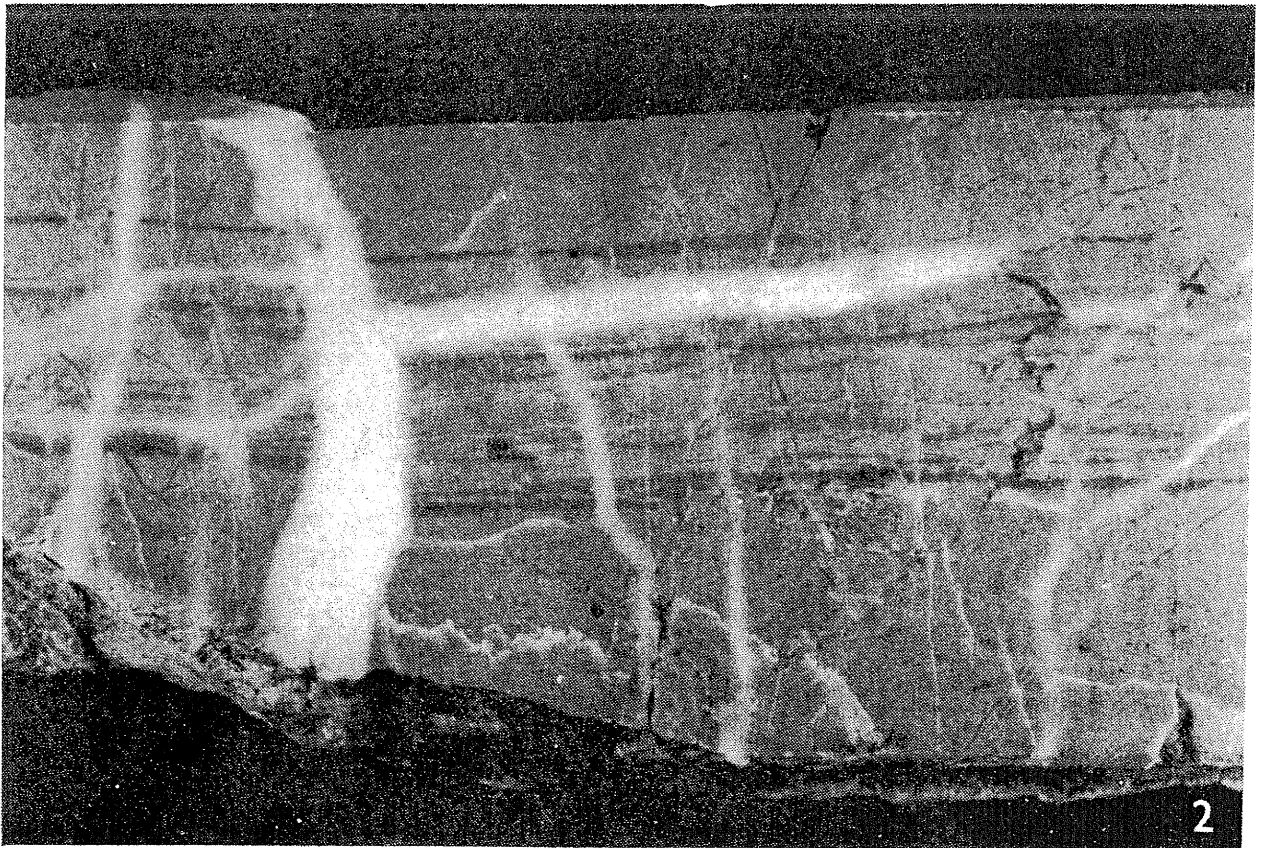
Tab. I—XXXI

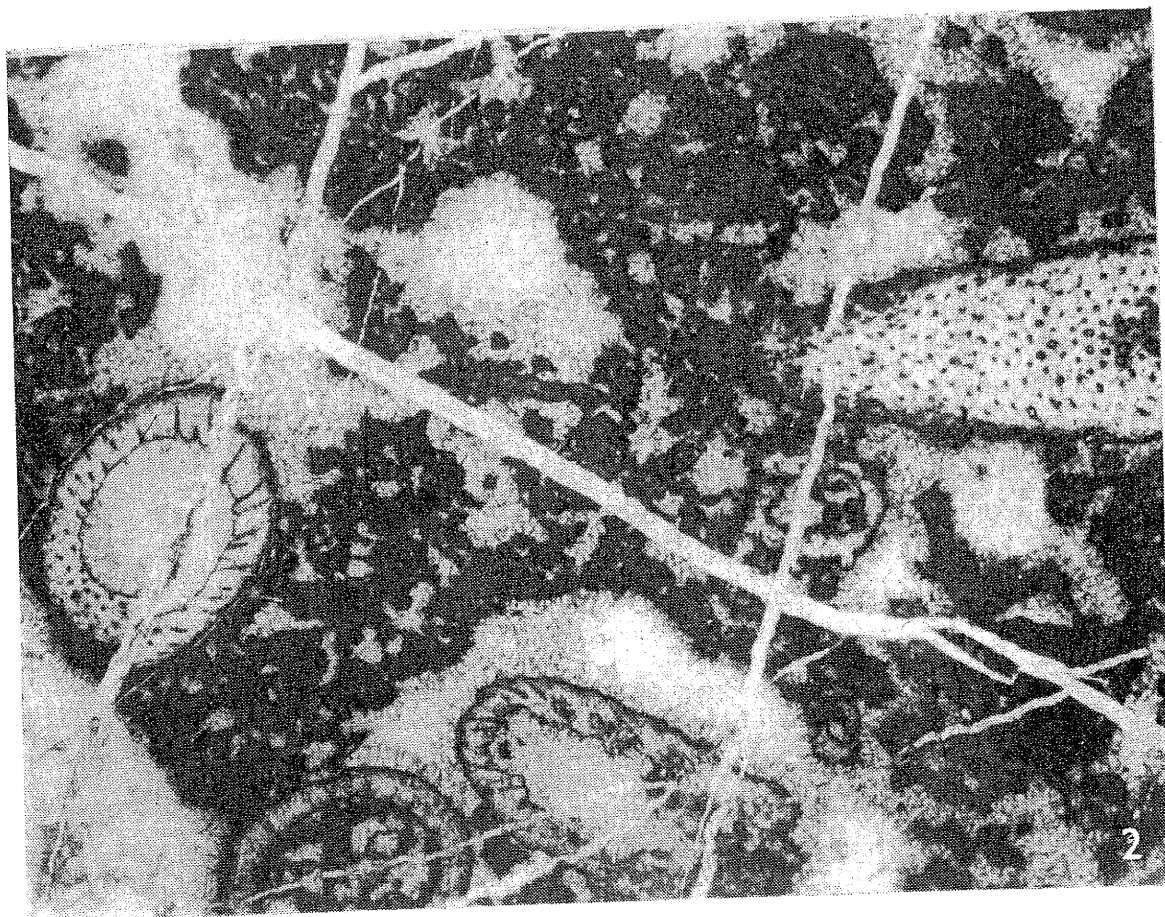
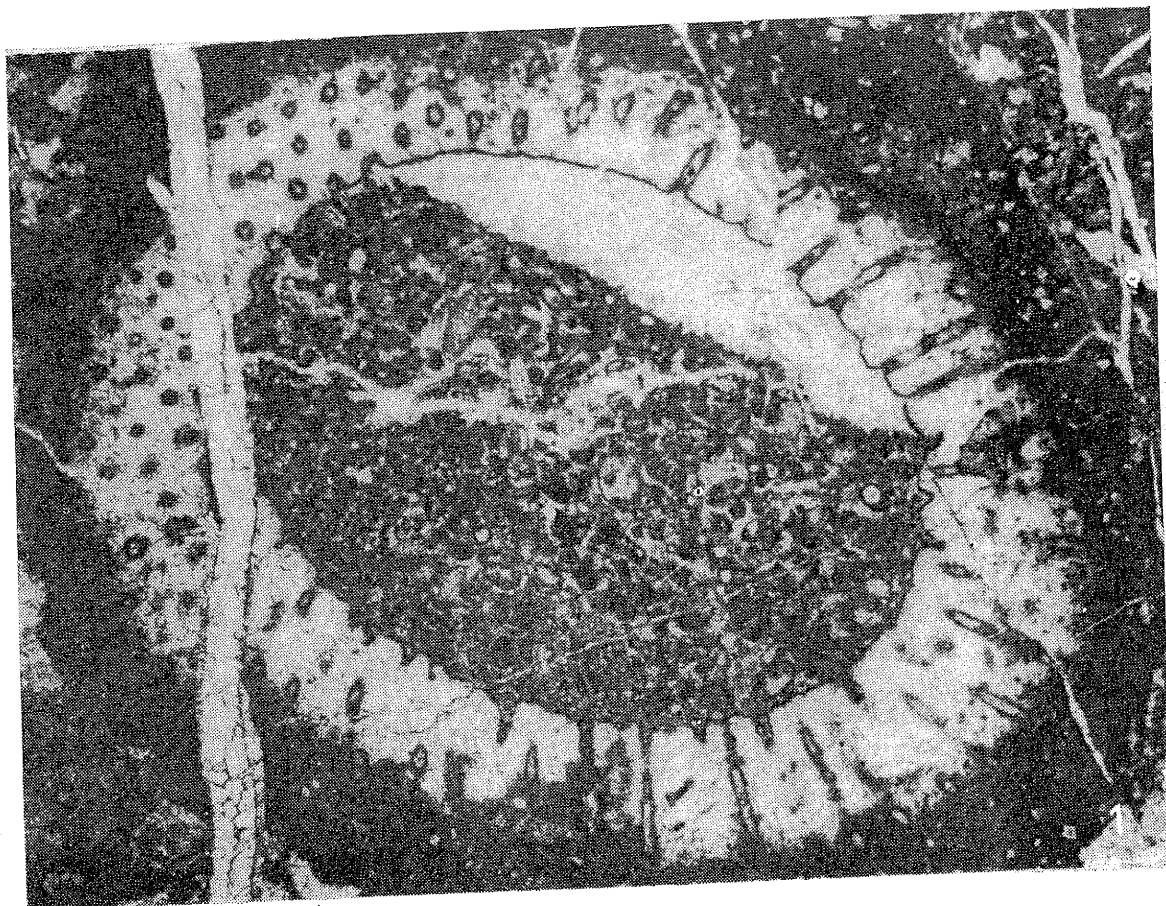


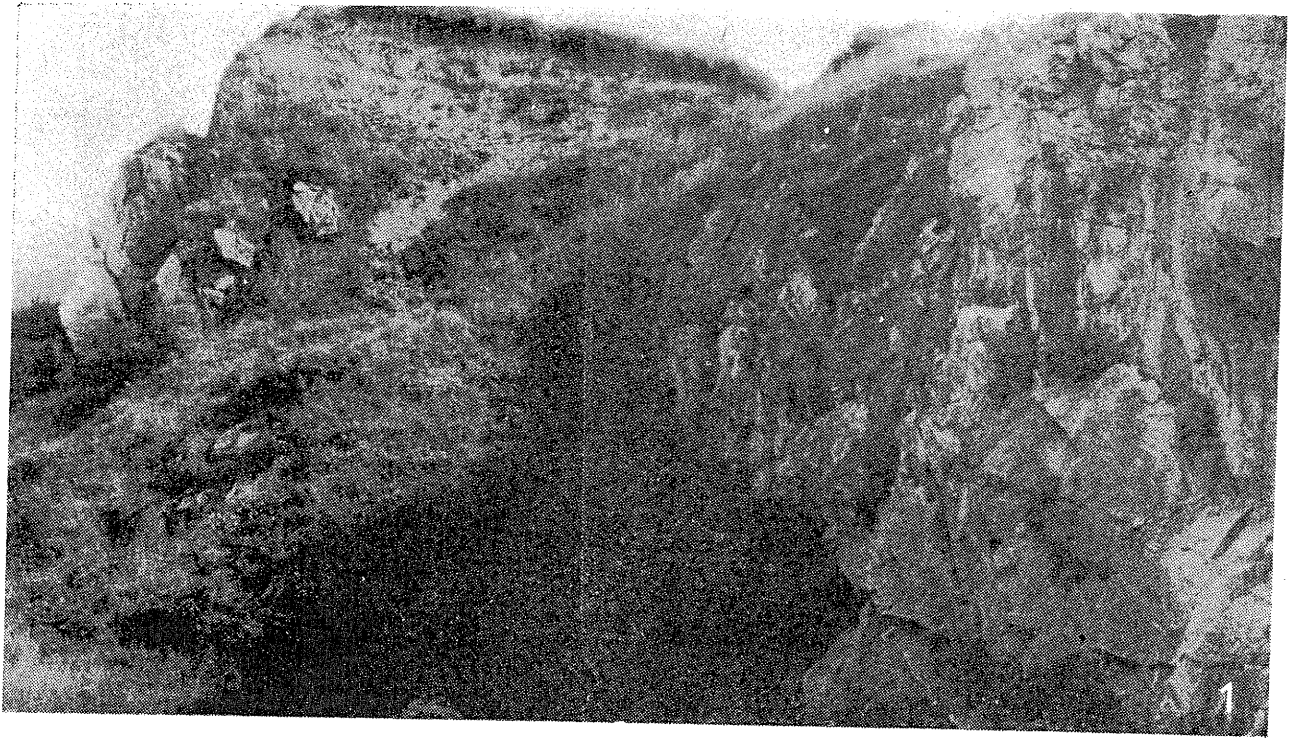


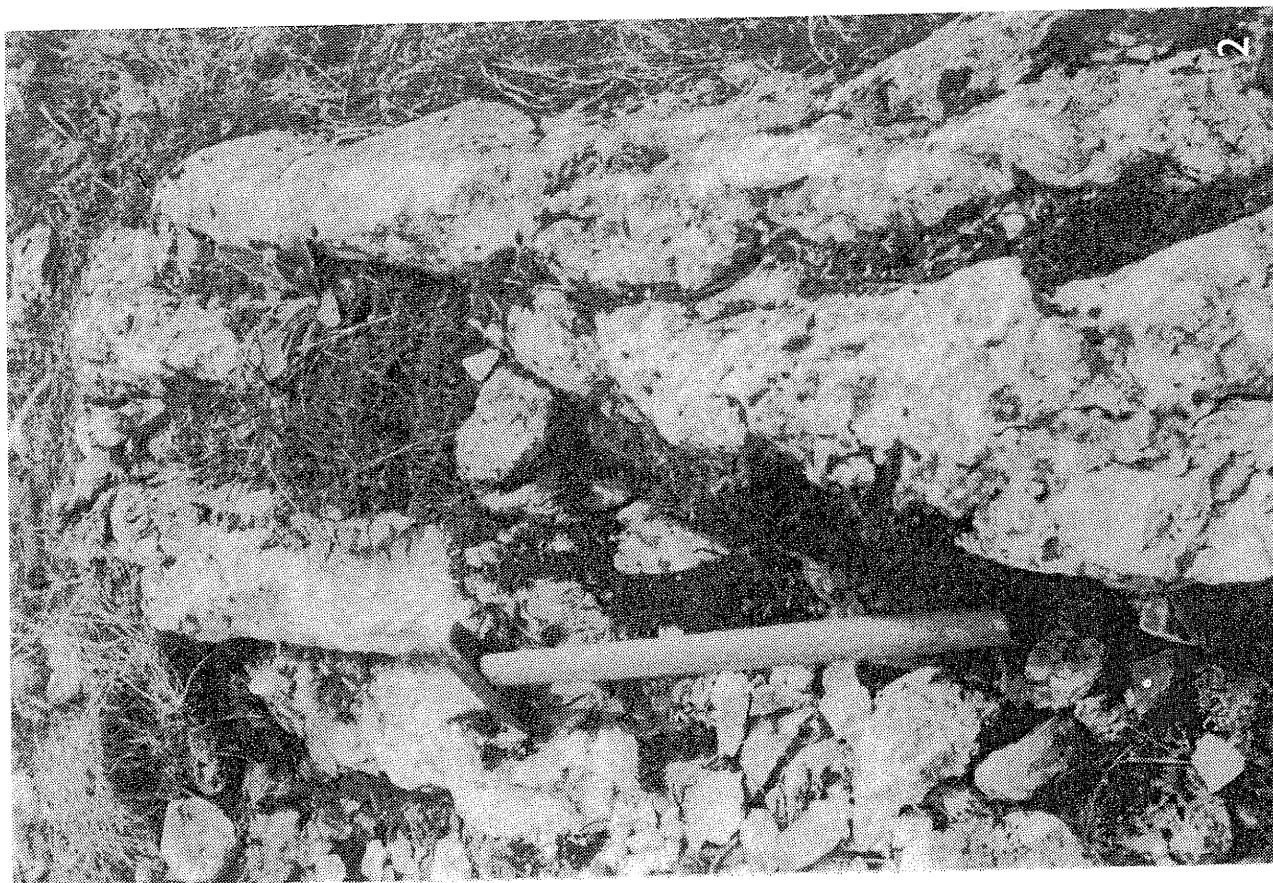


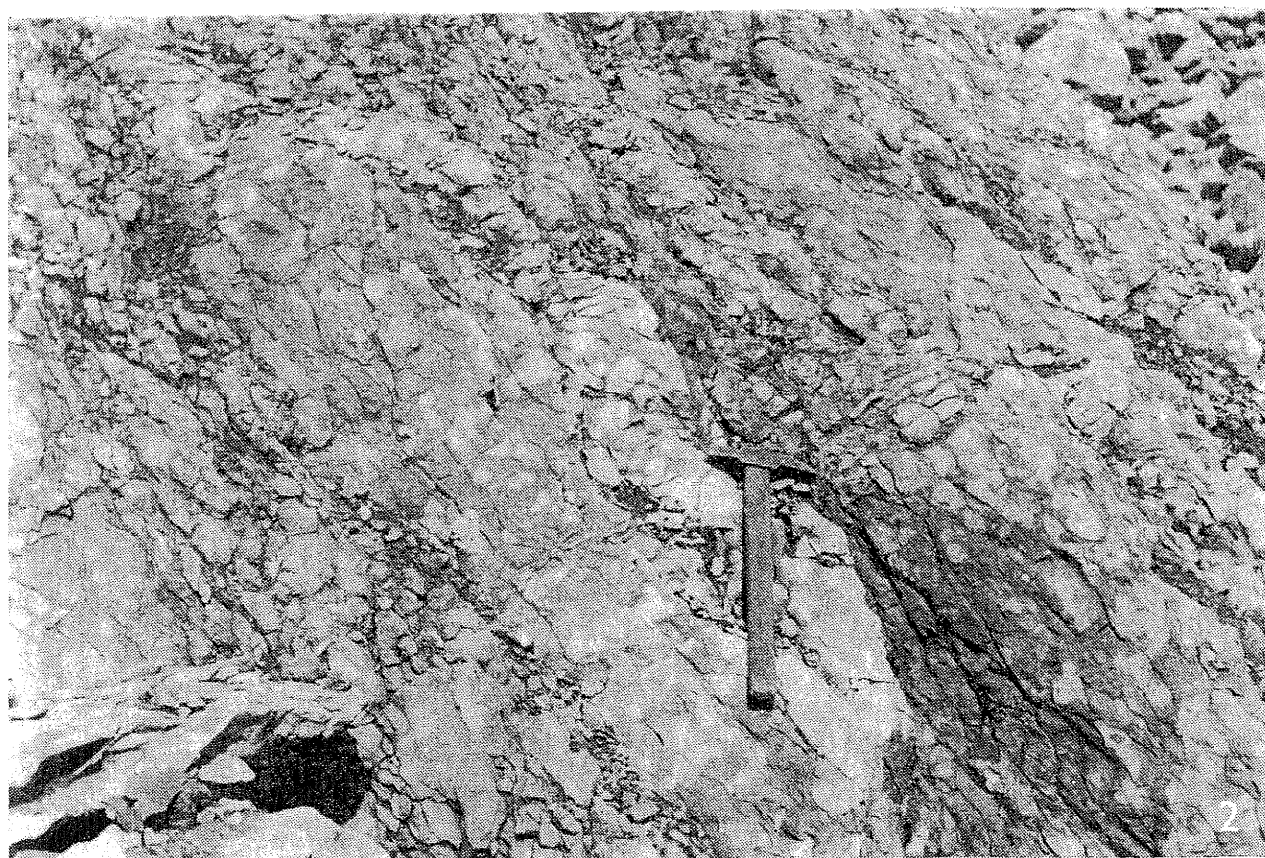
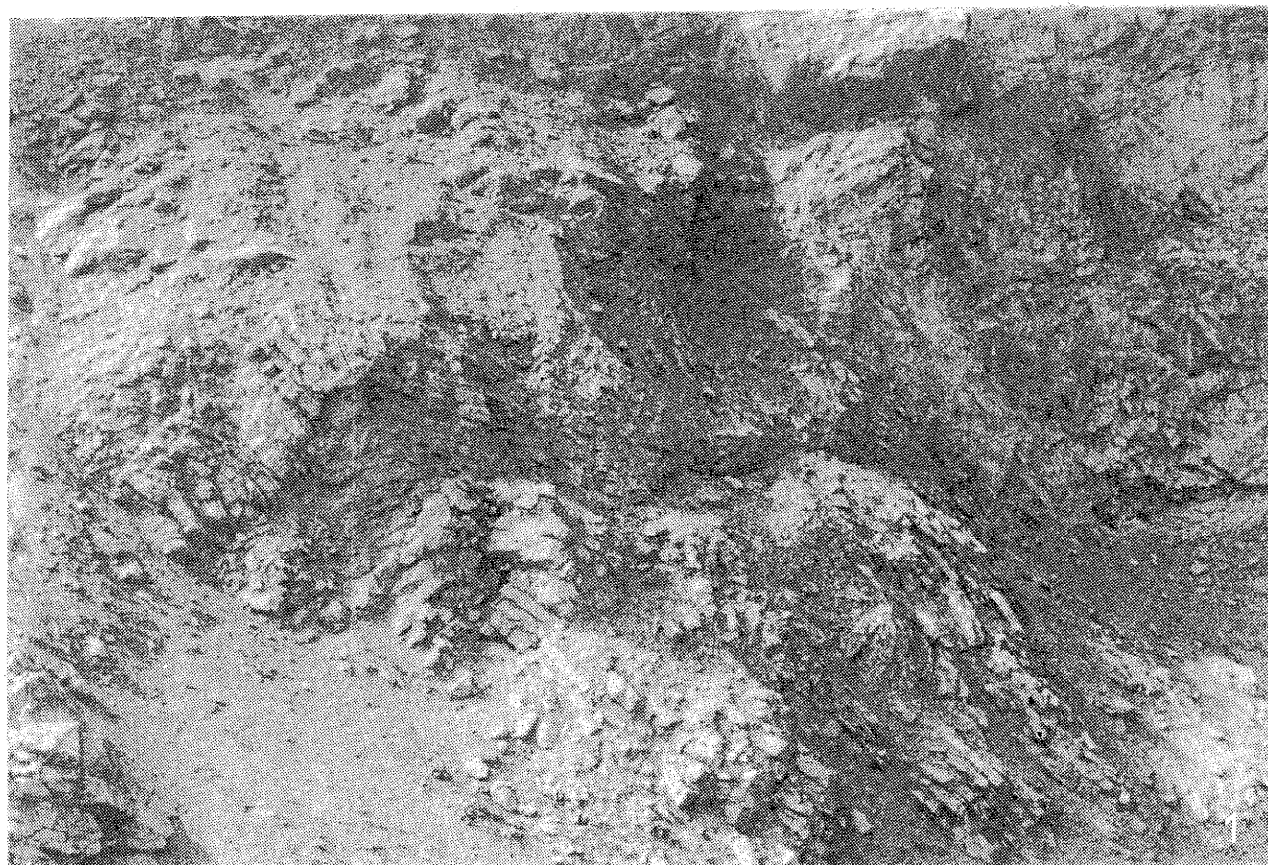


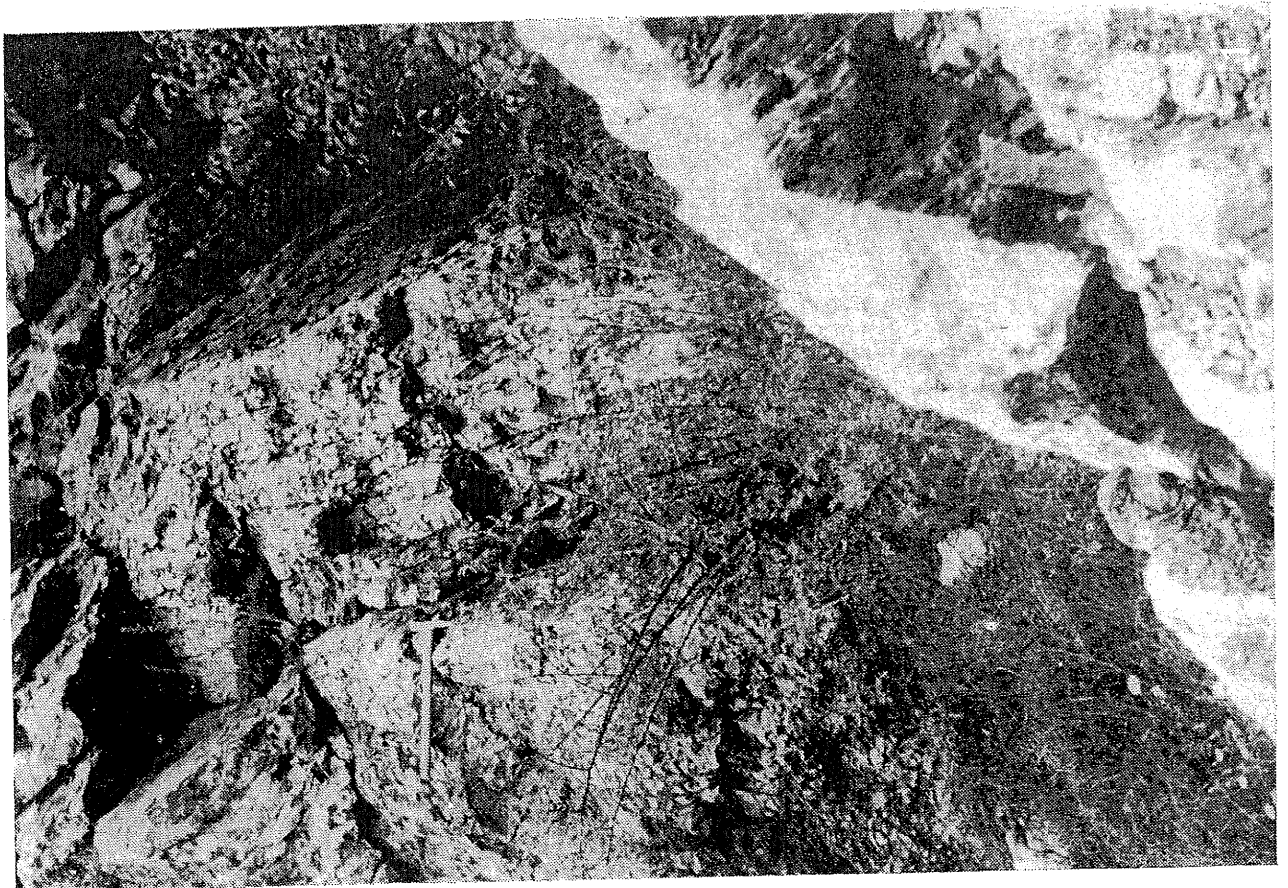
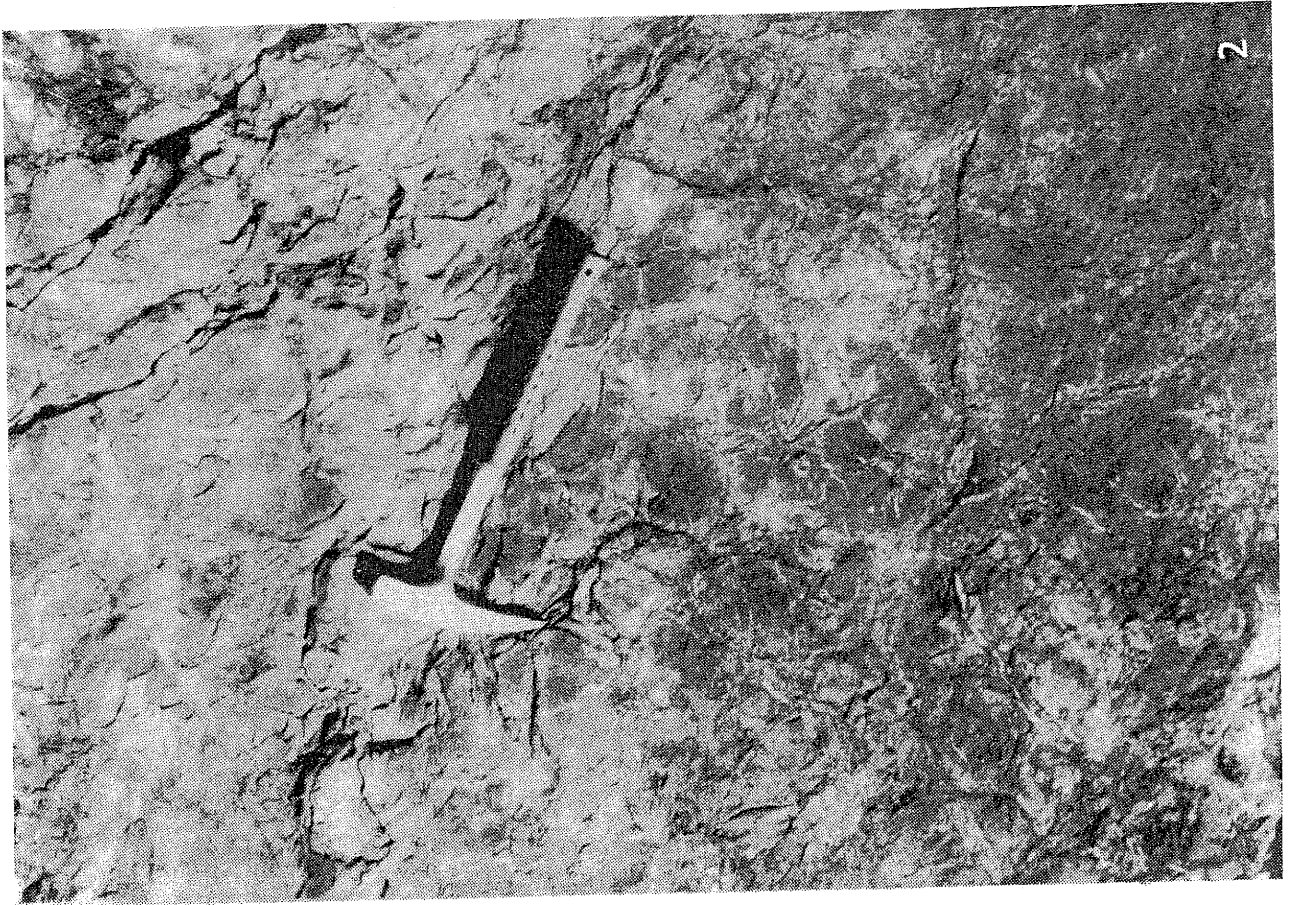


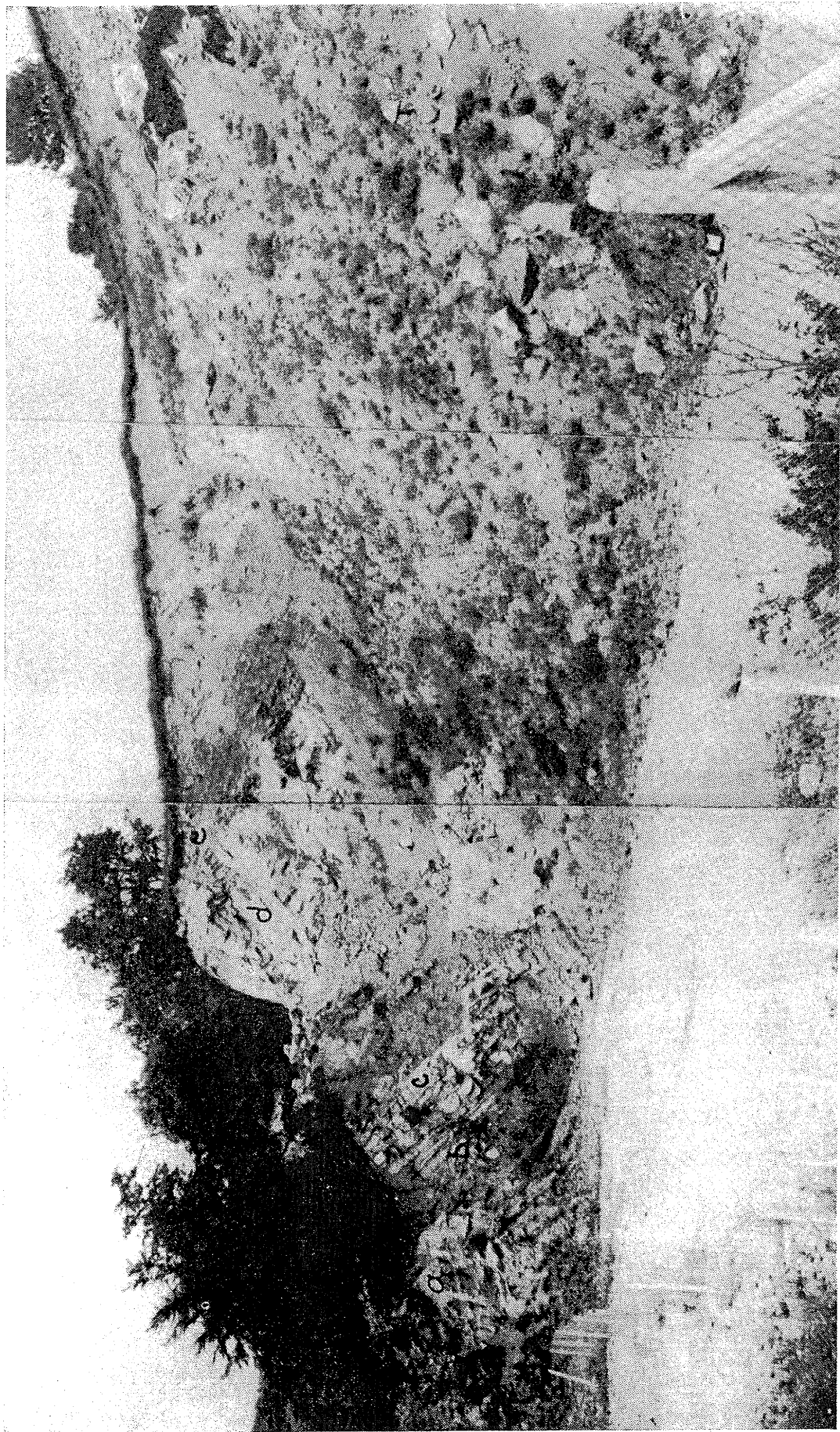


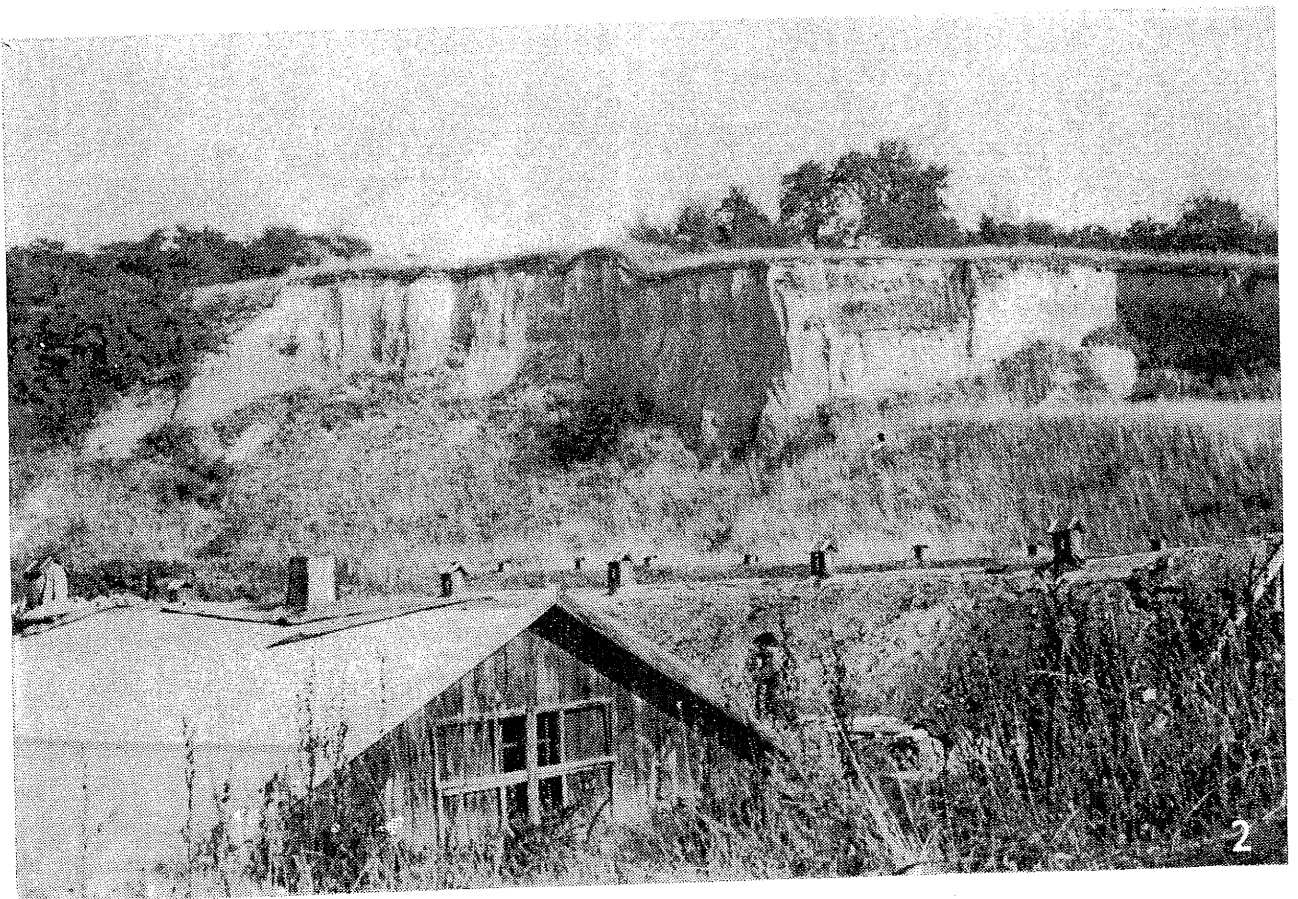
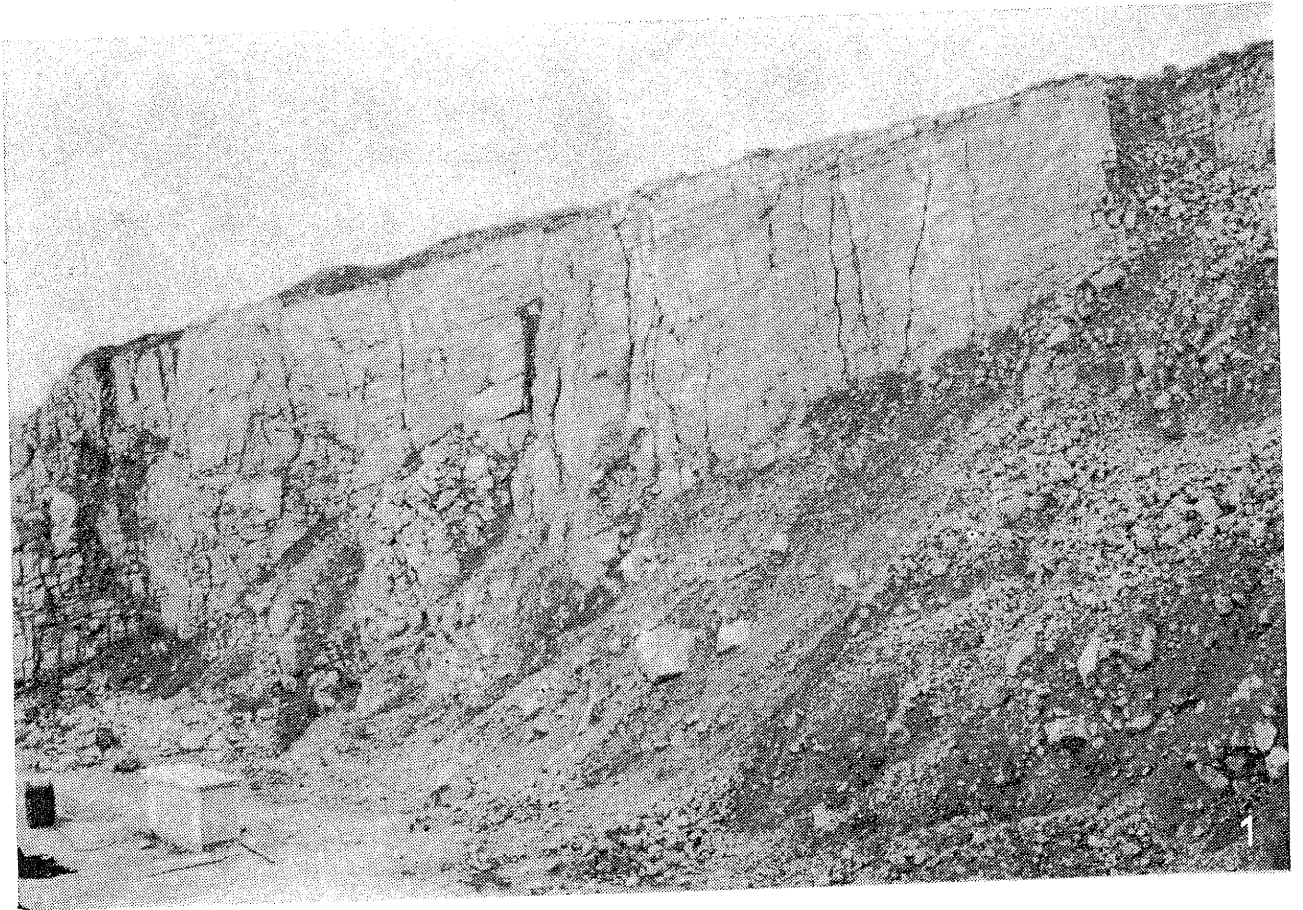


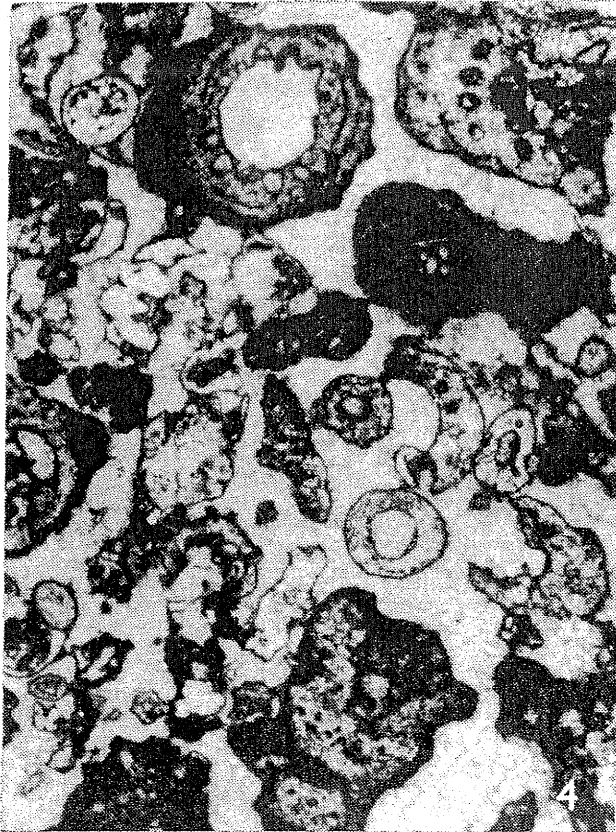
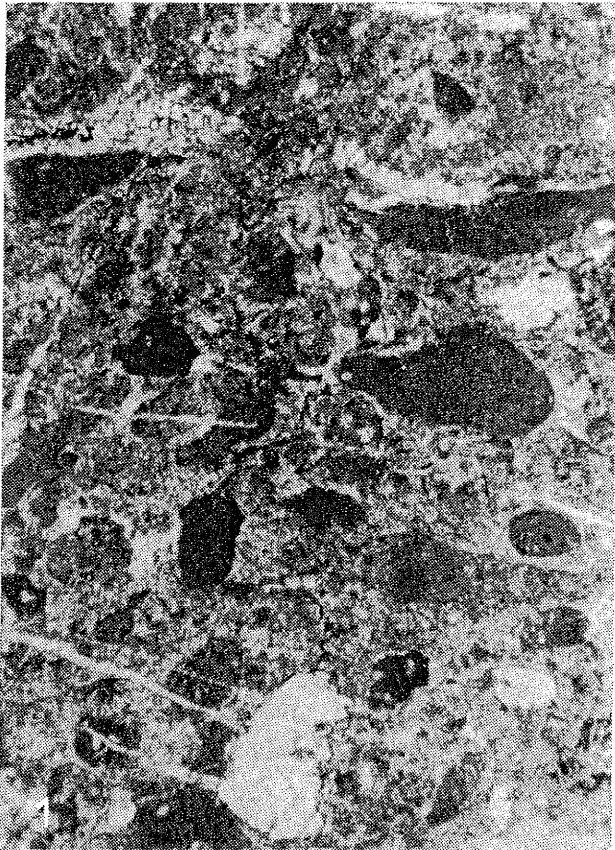


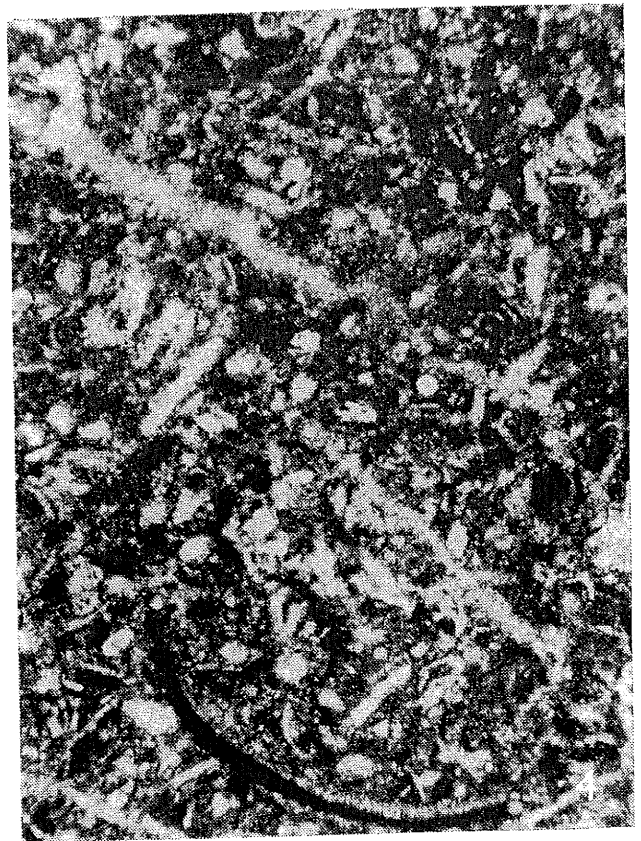
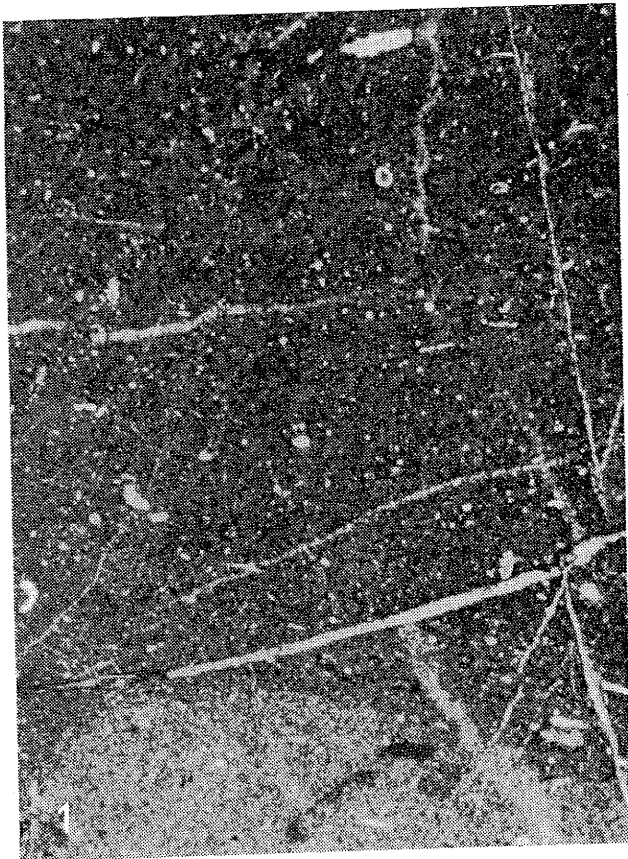


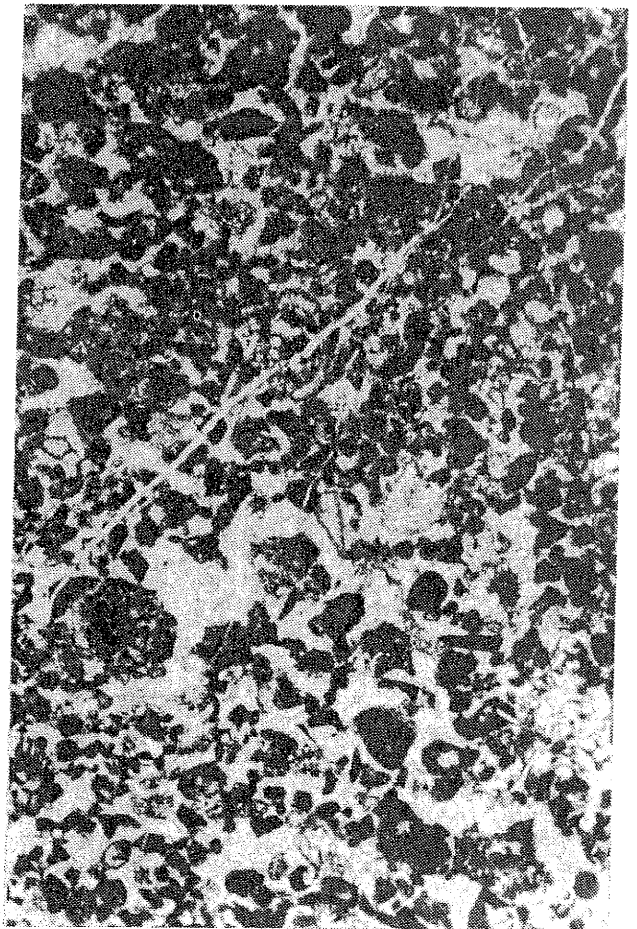
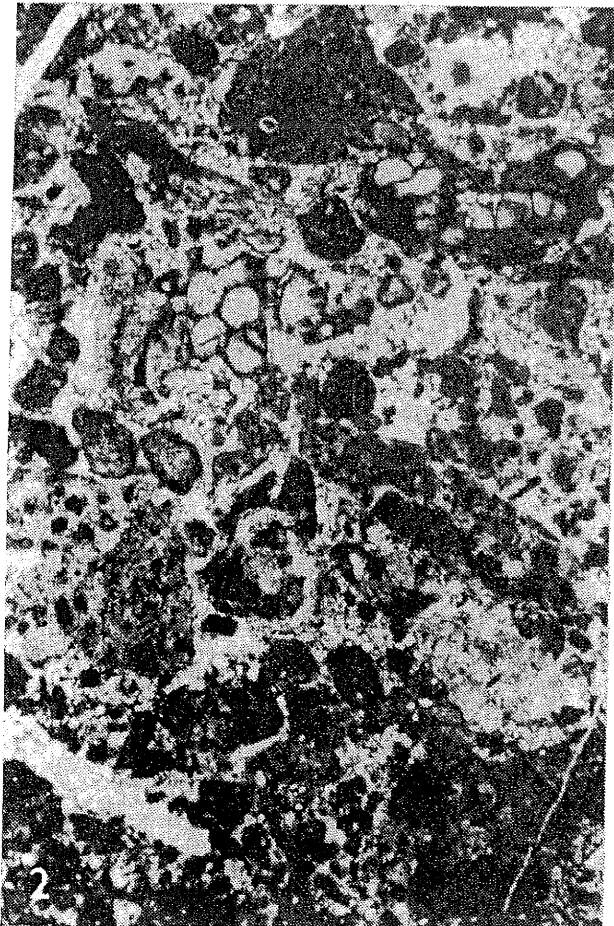
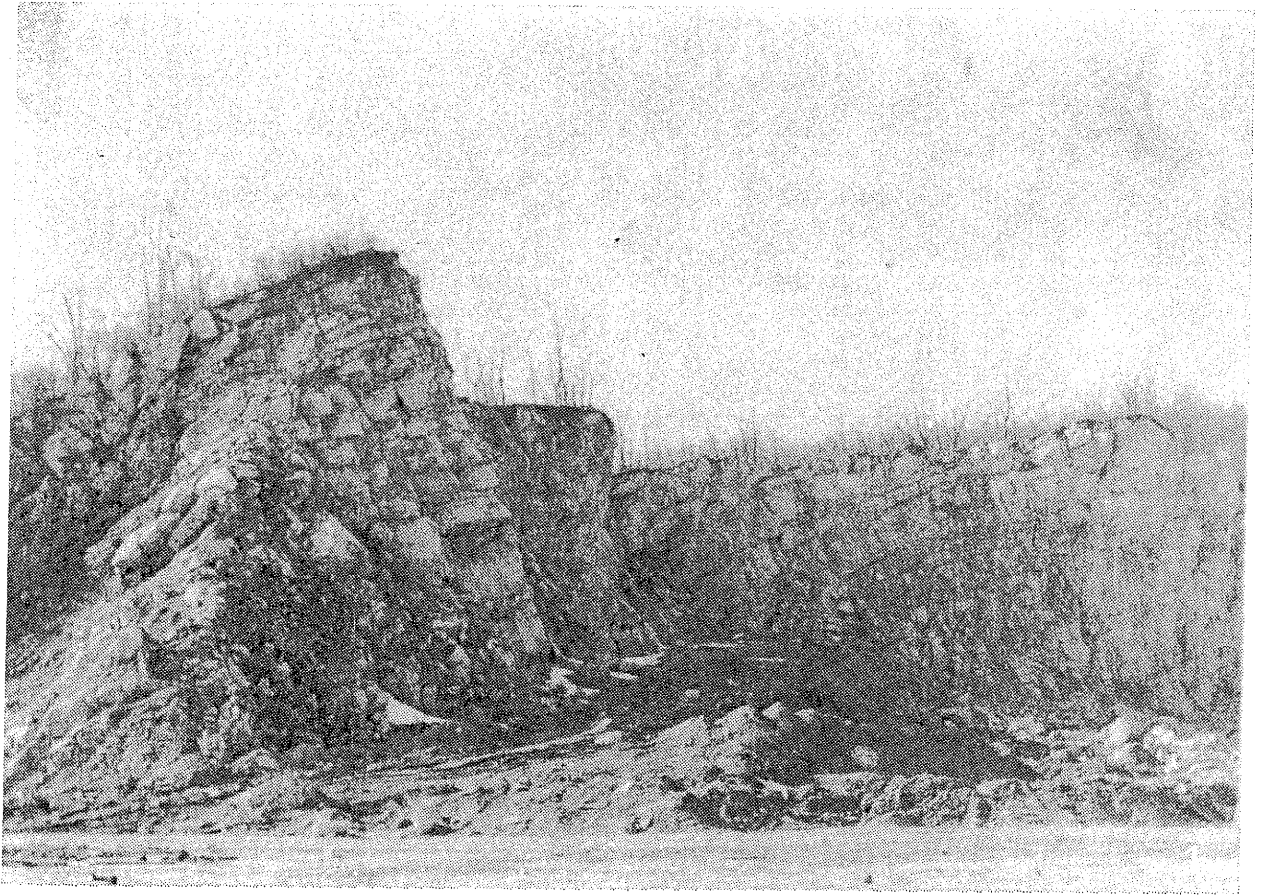




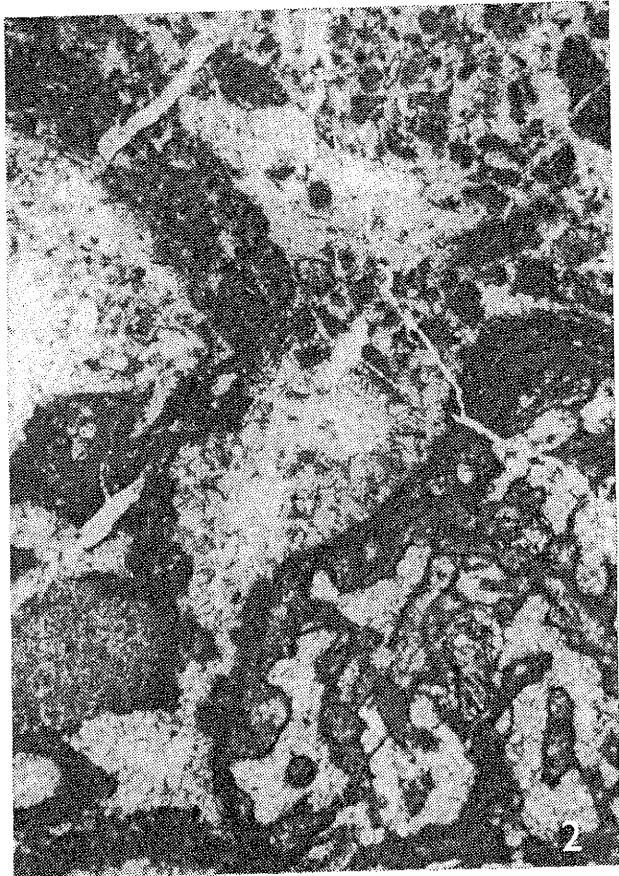
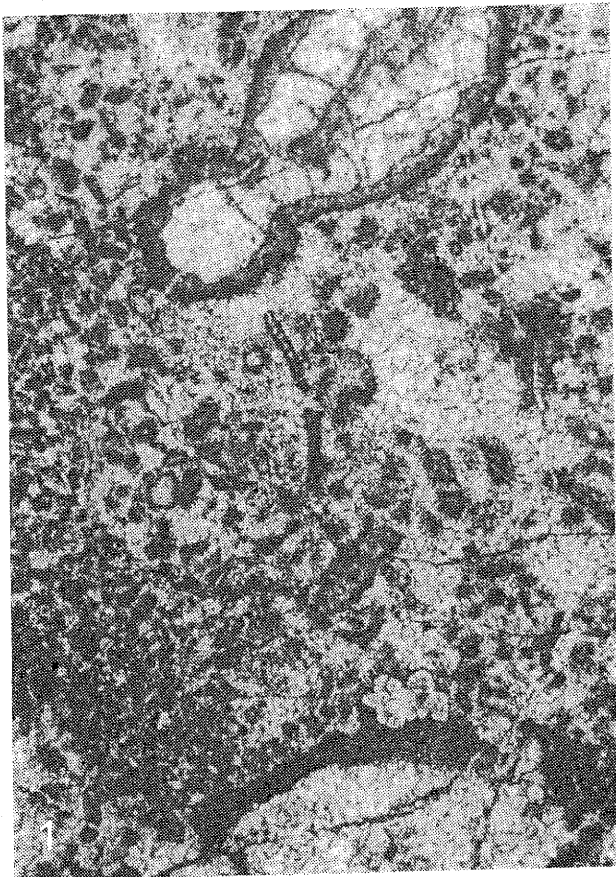


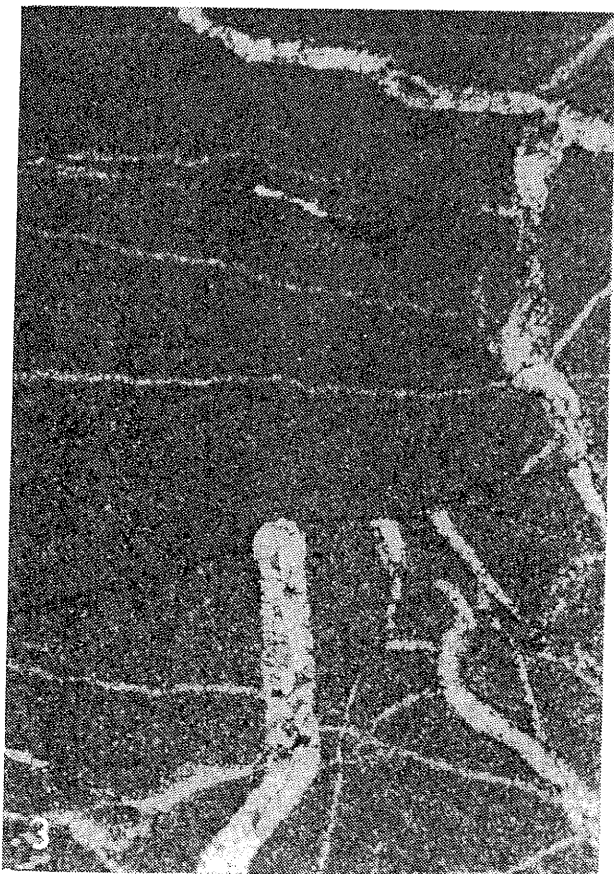
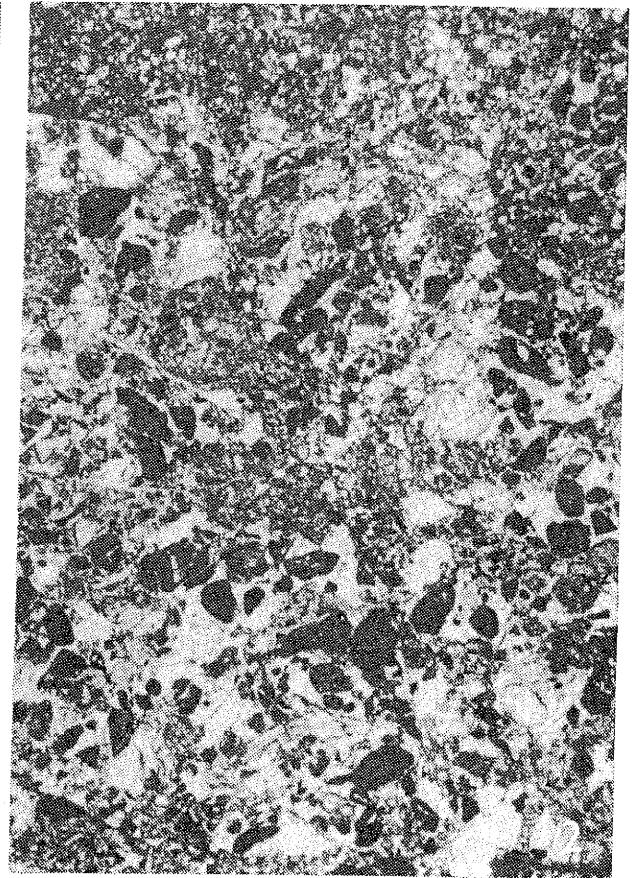
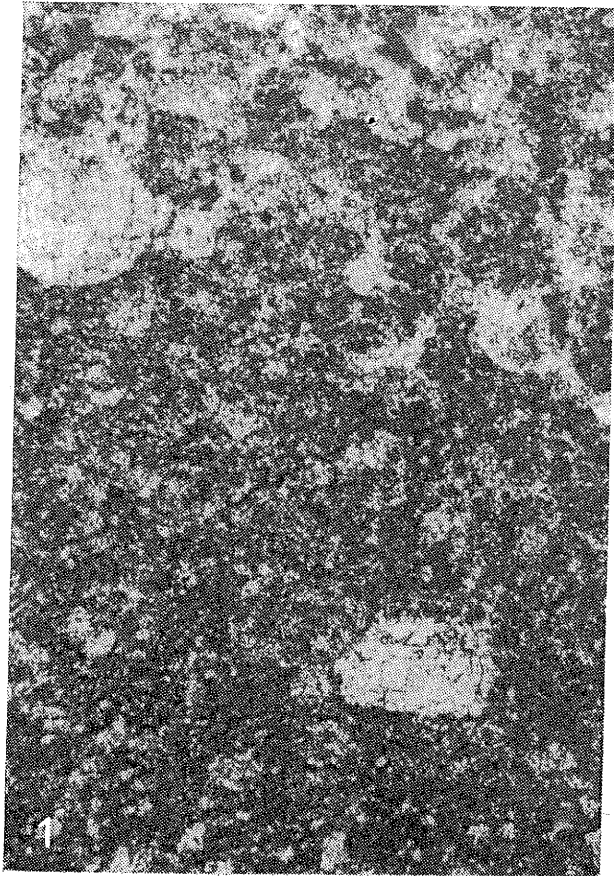


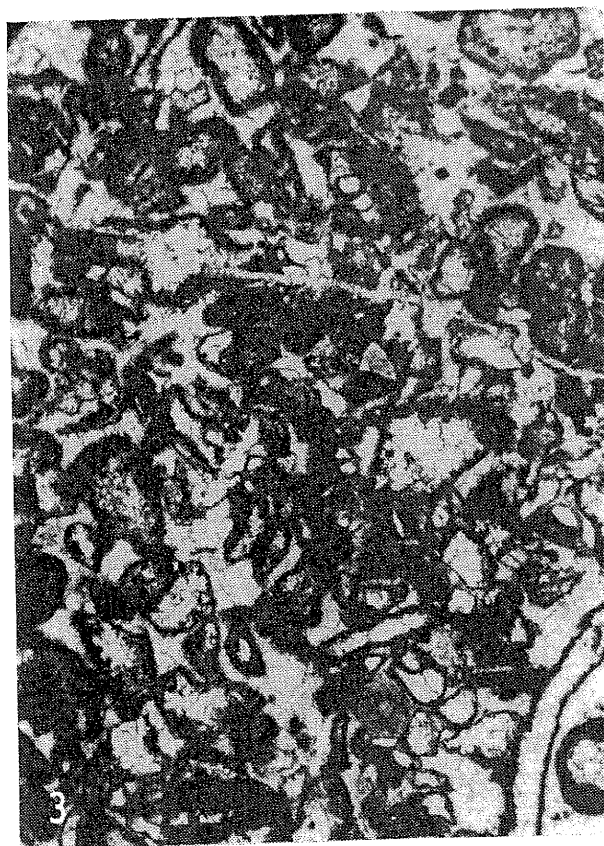
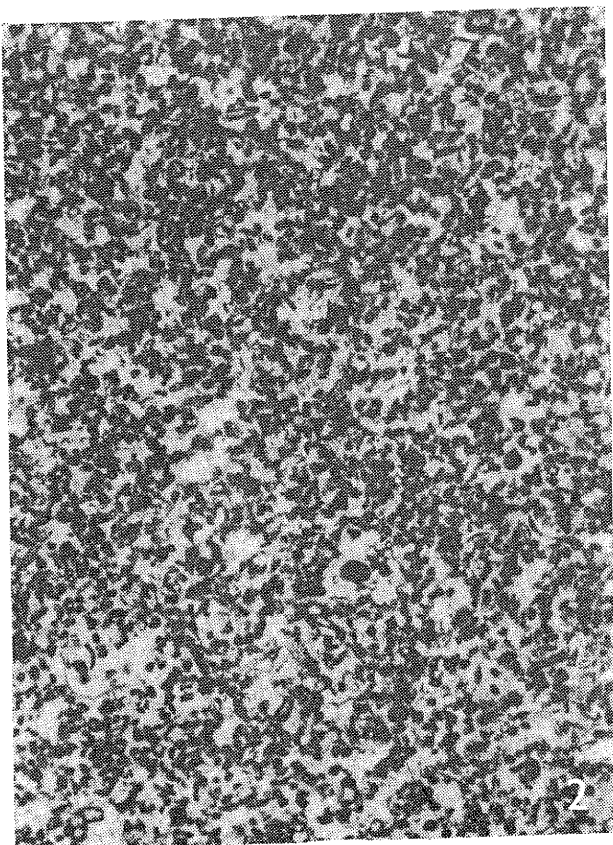
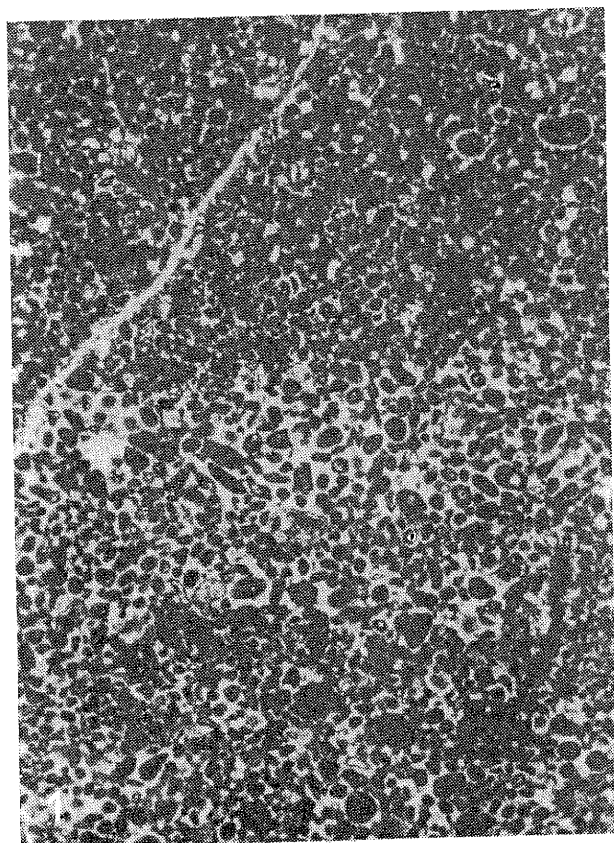


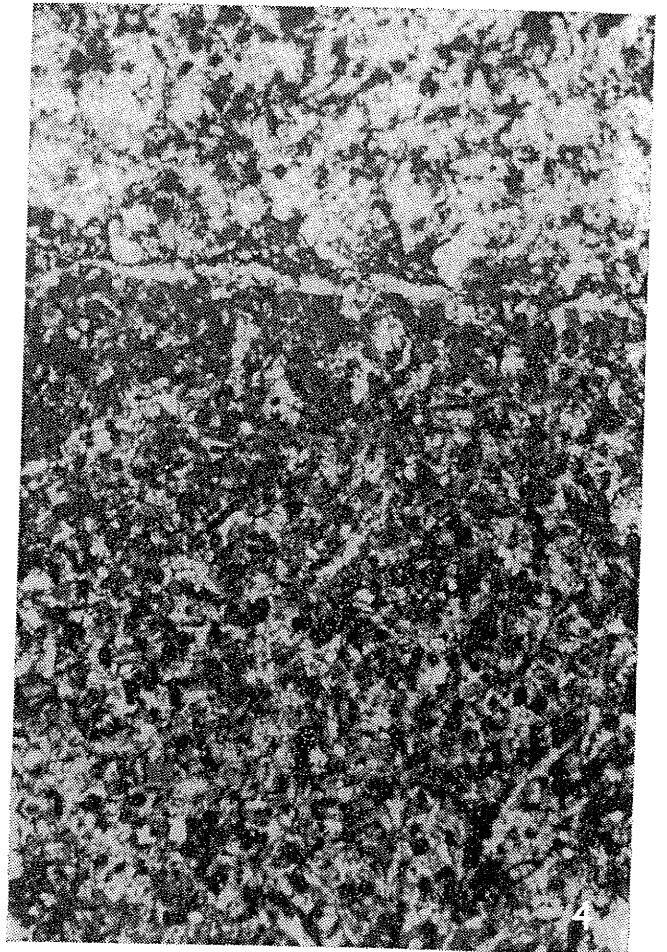


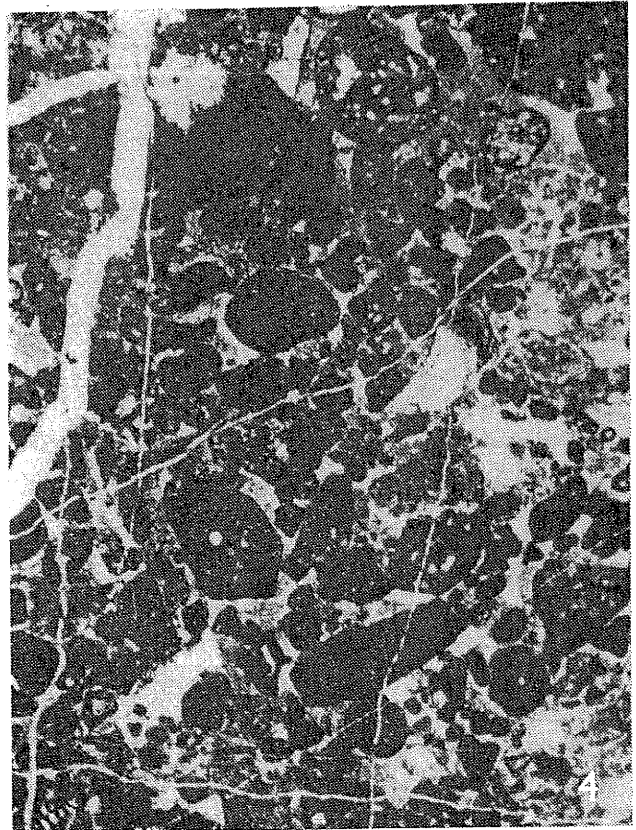
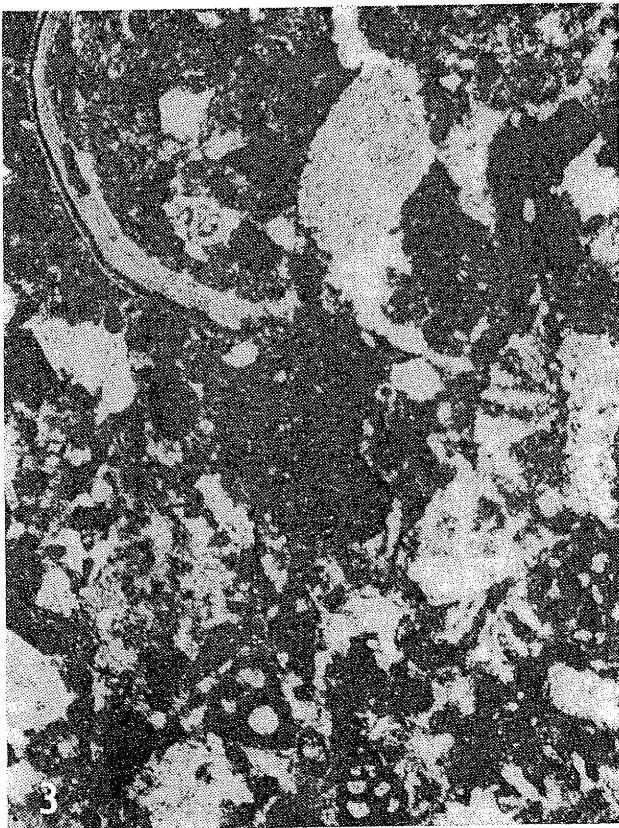
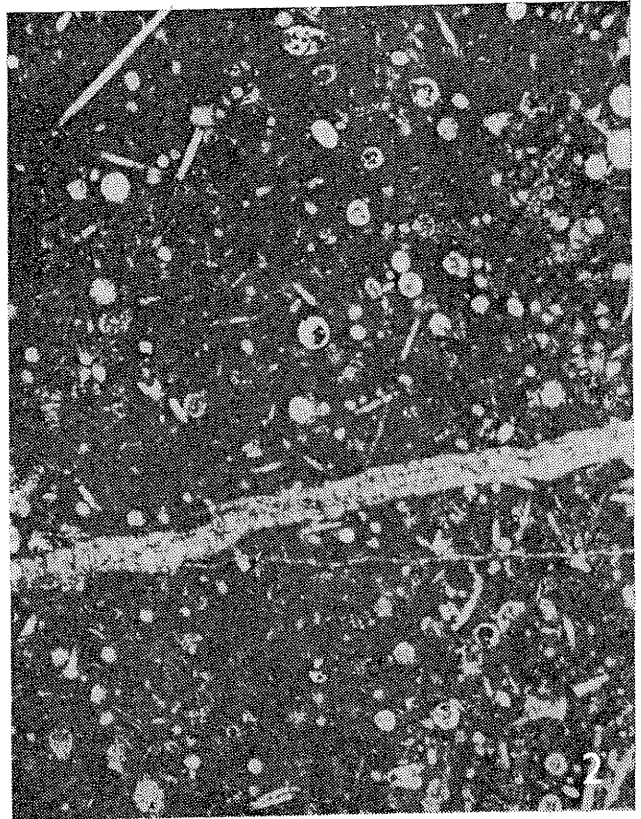
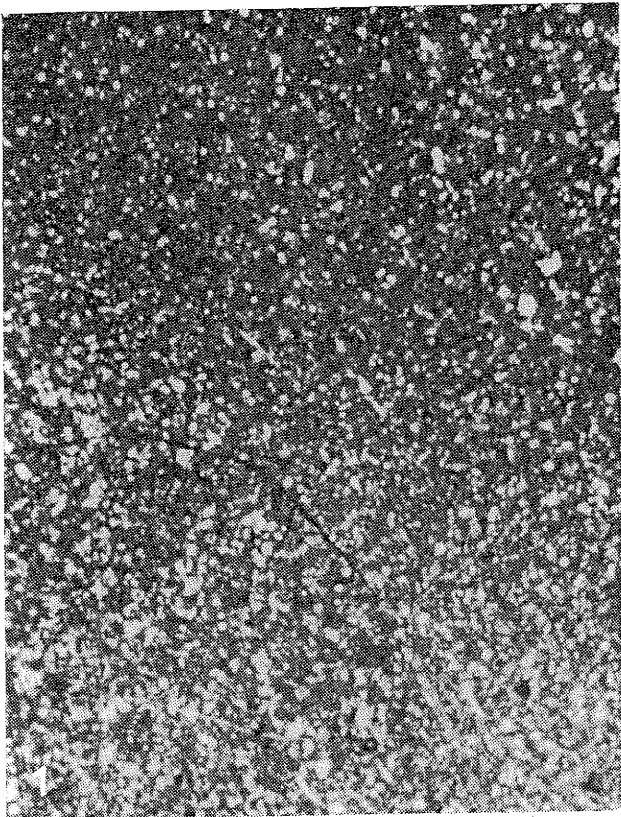
2

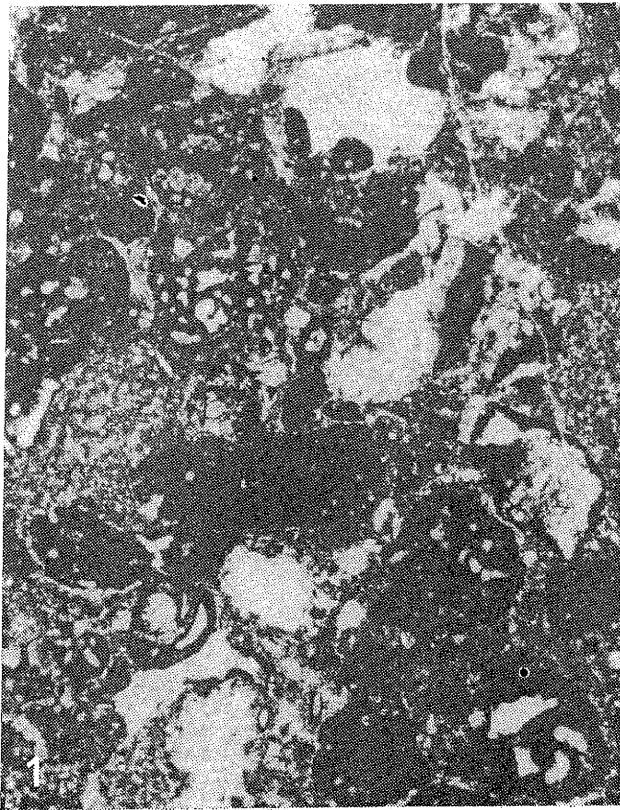


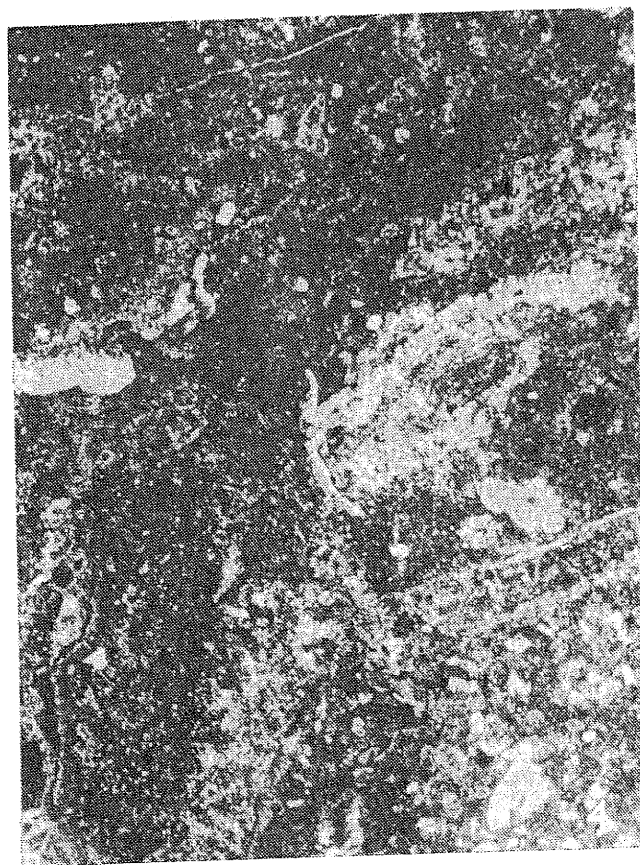


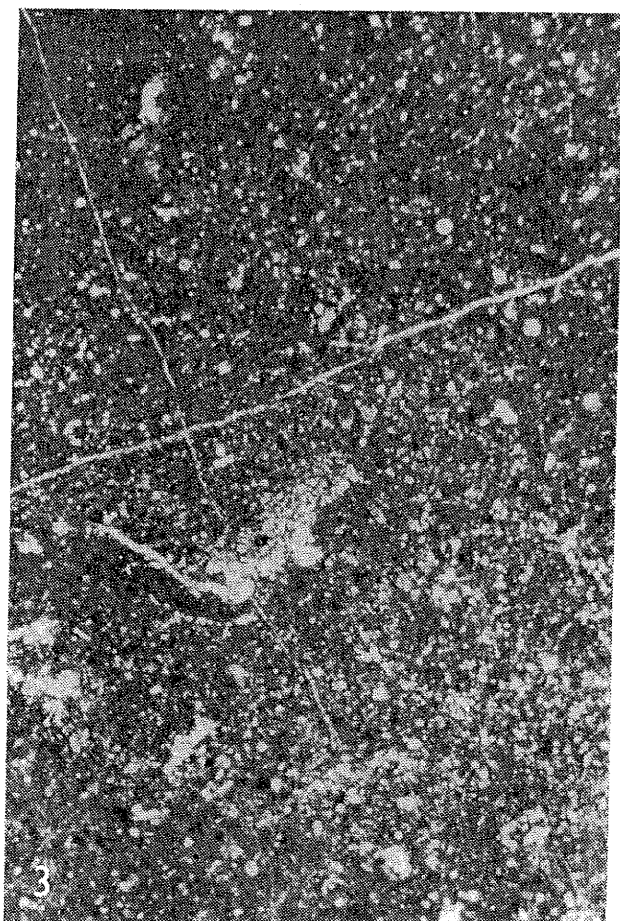
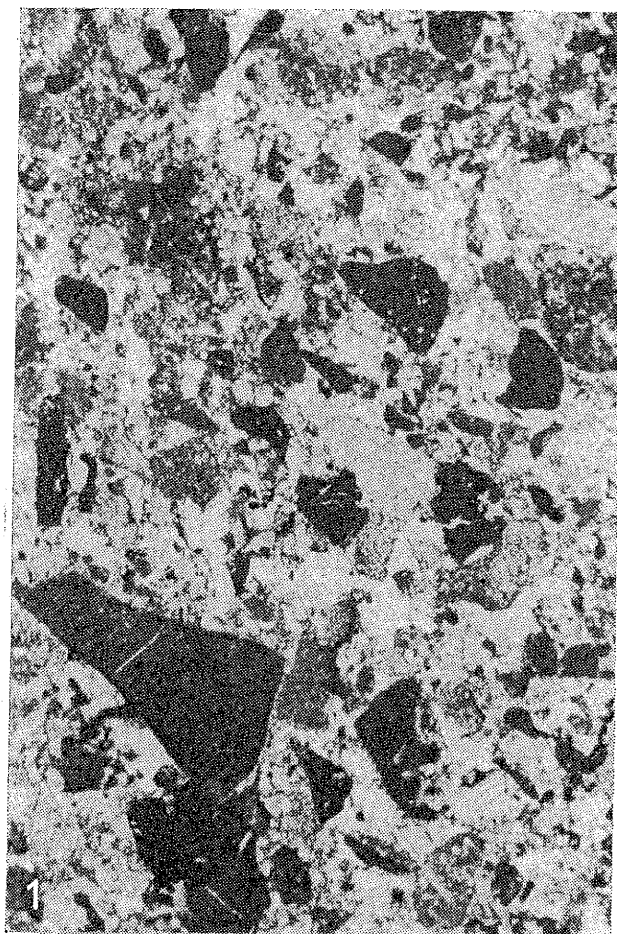


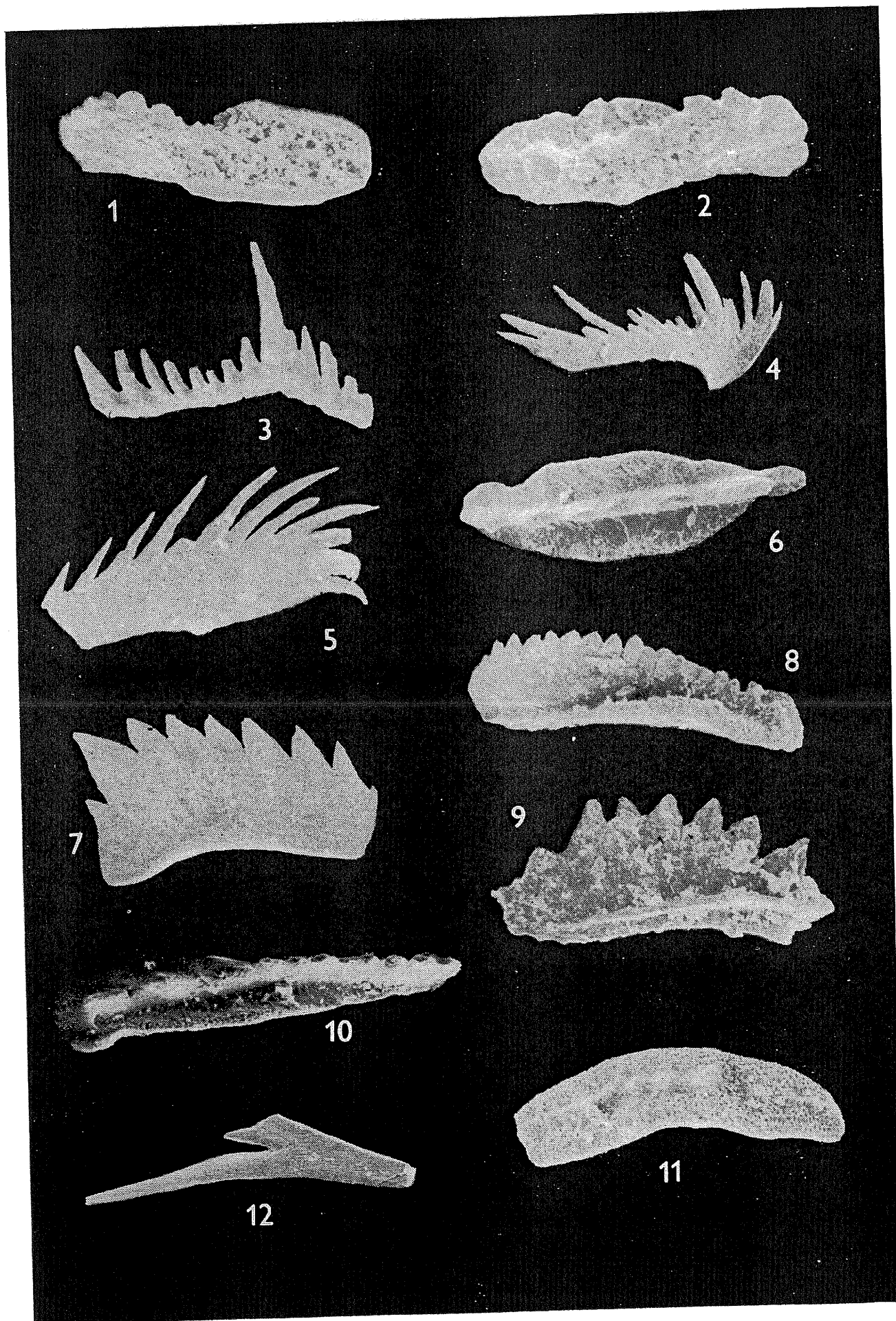


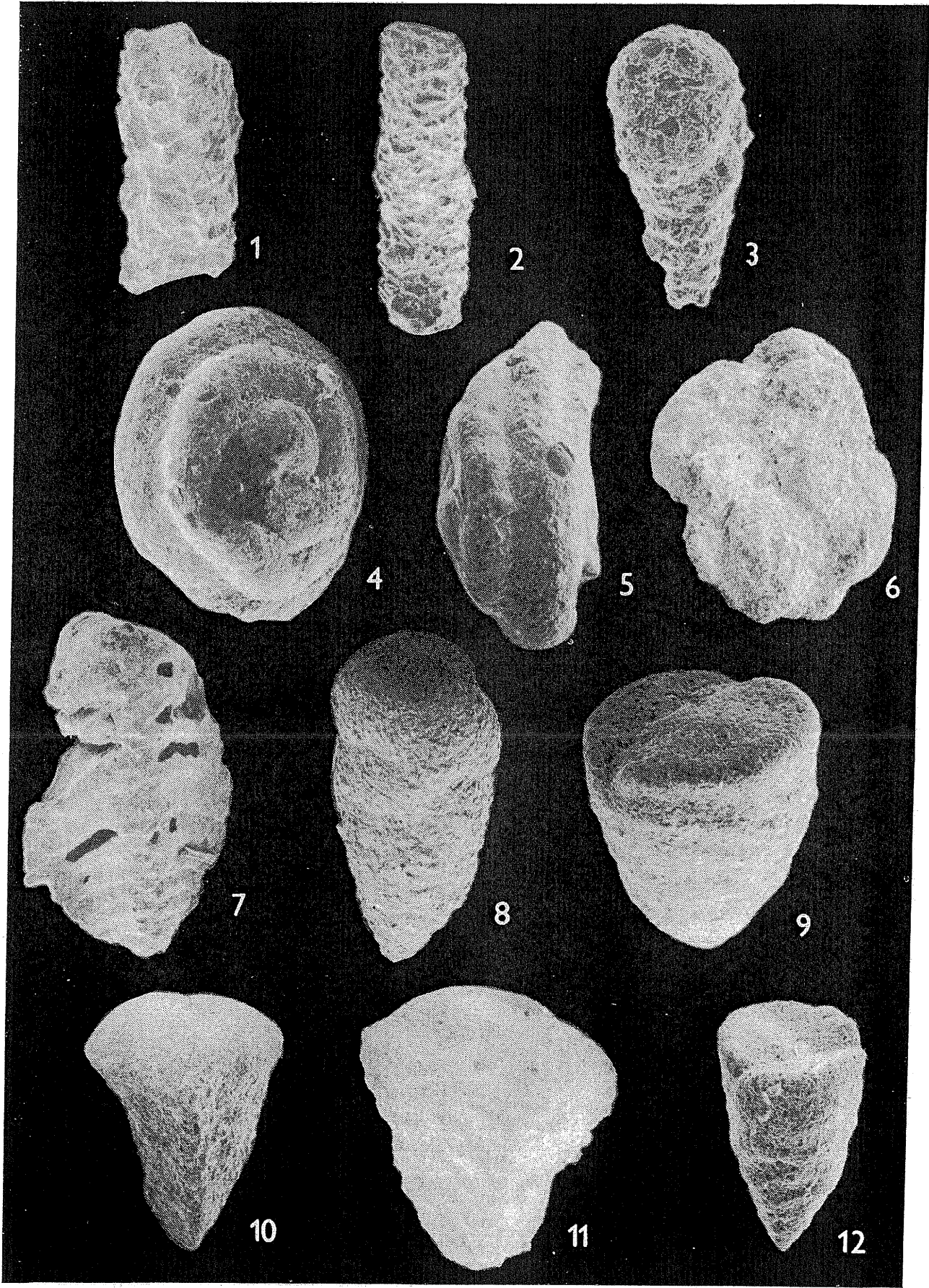


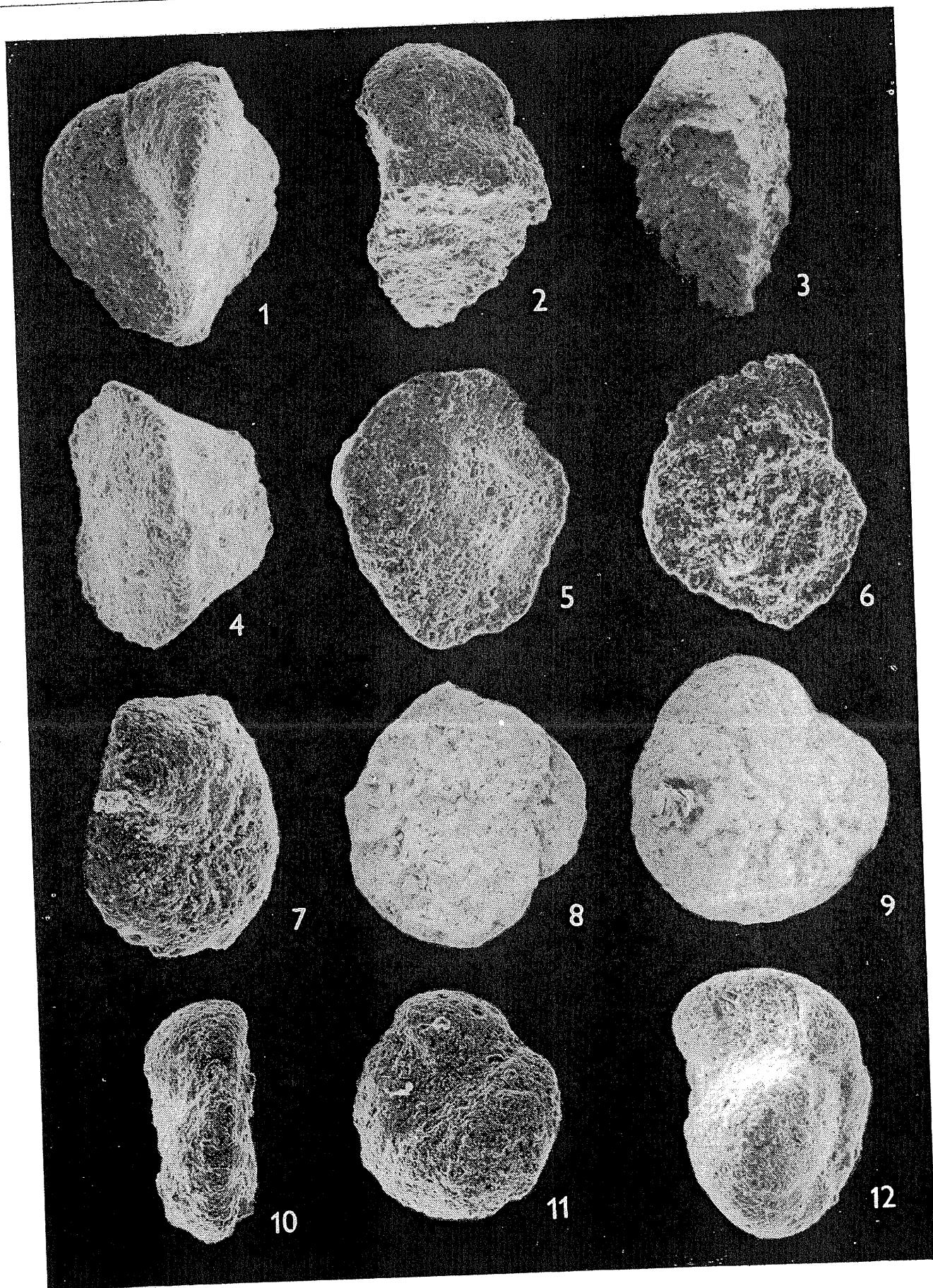


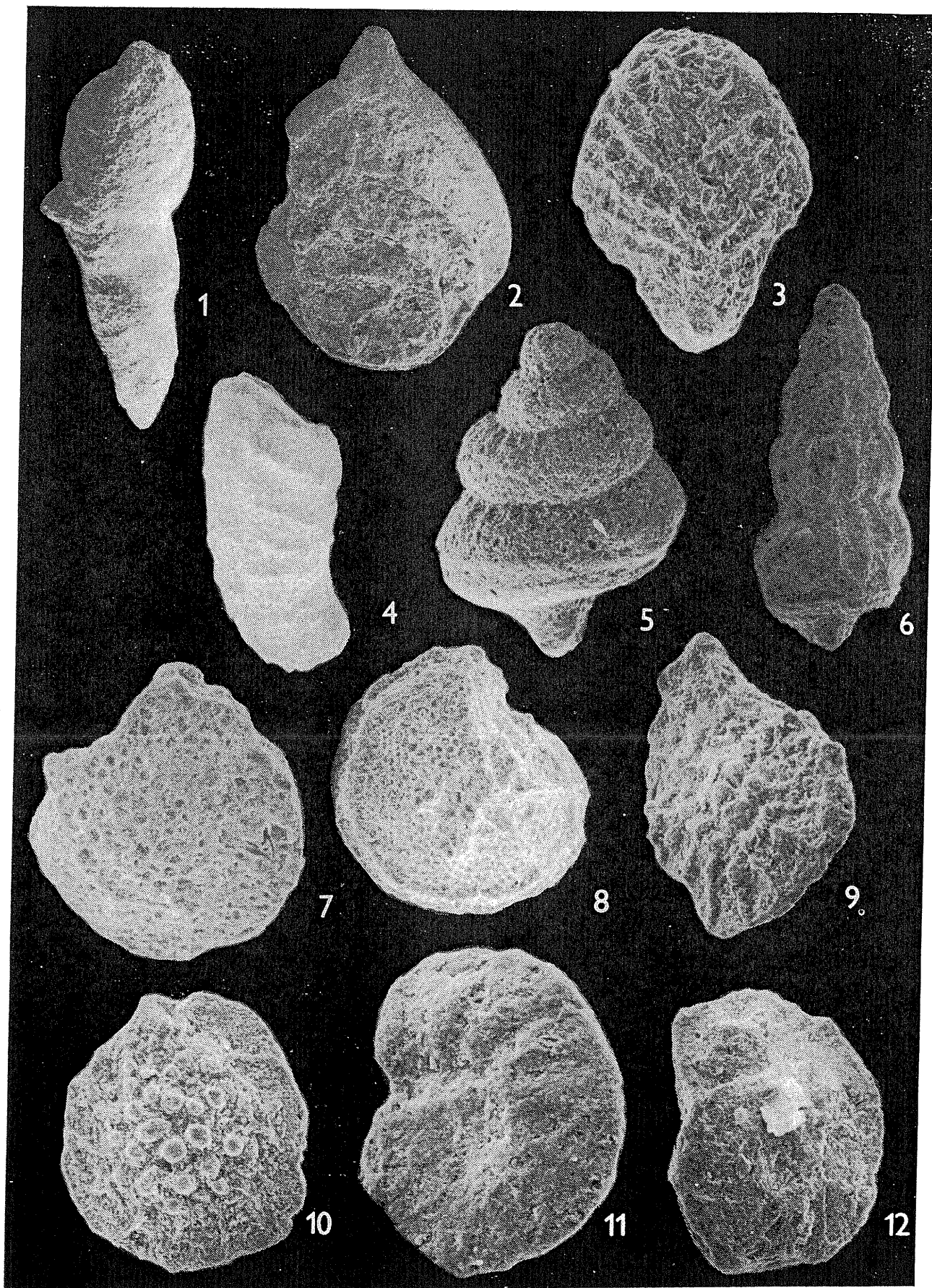


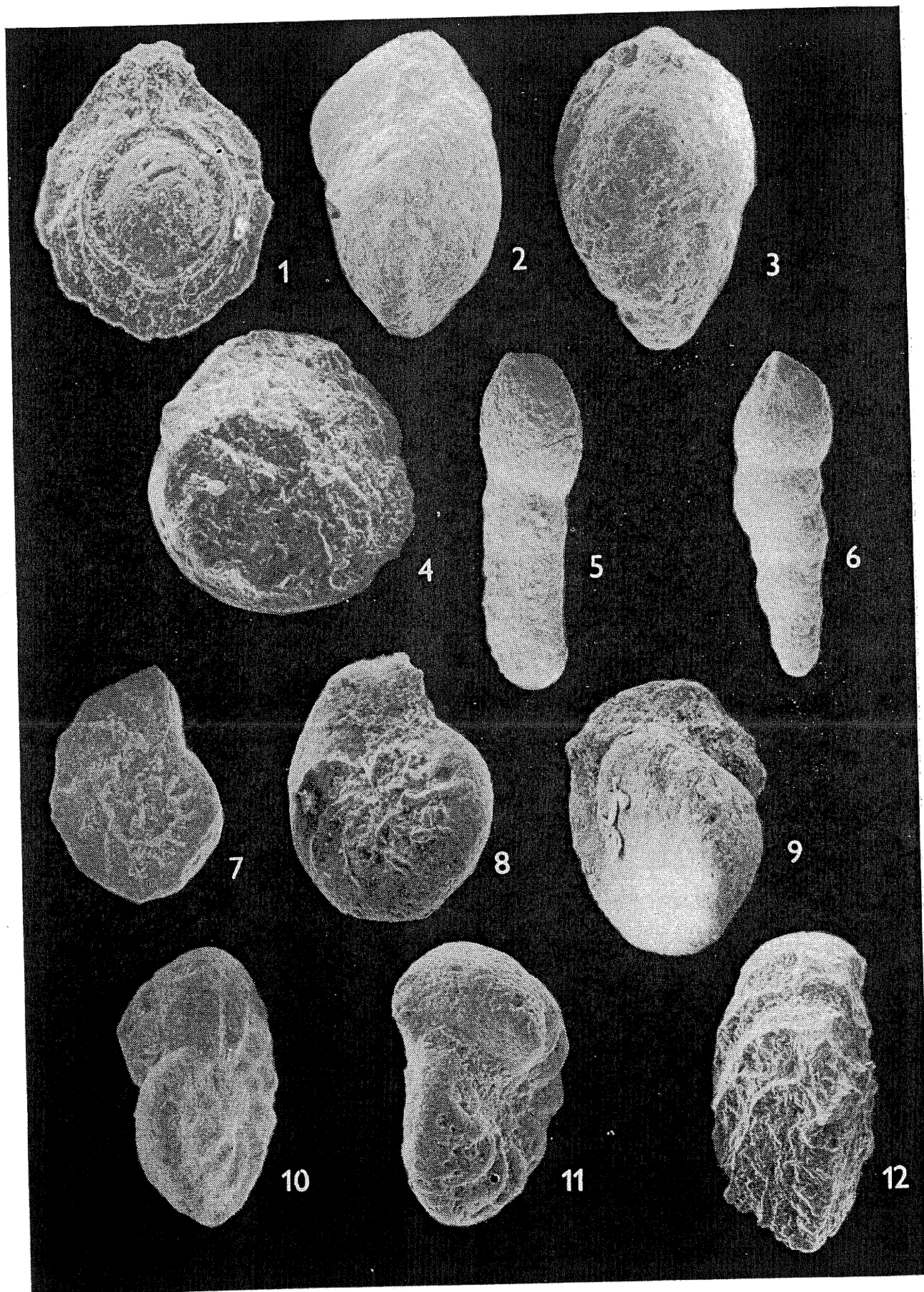


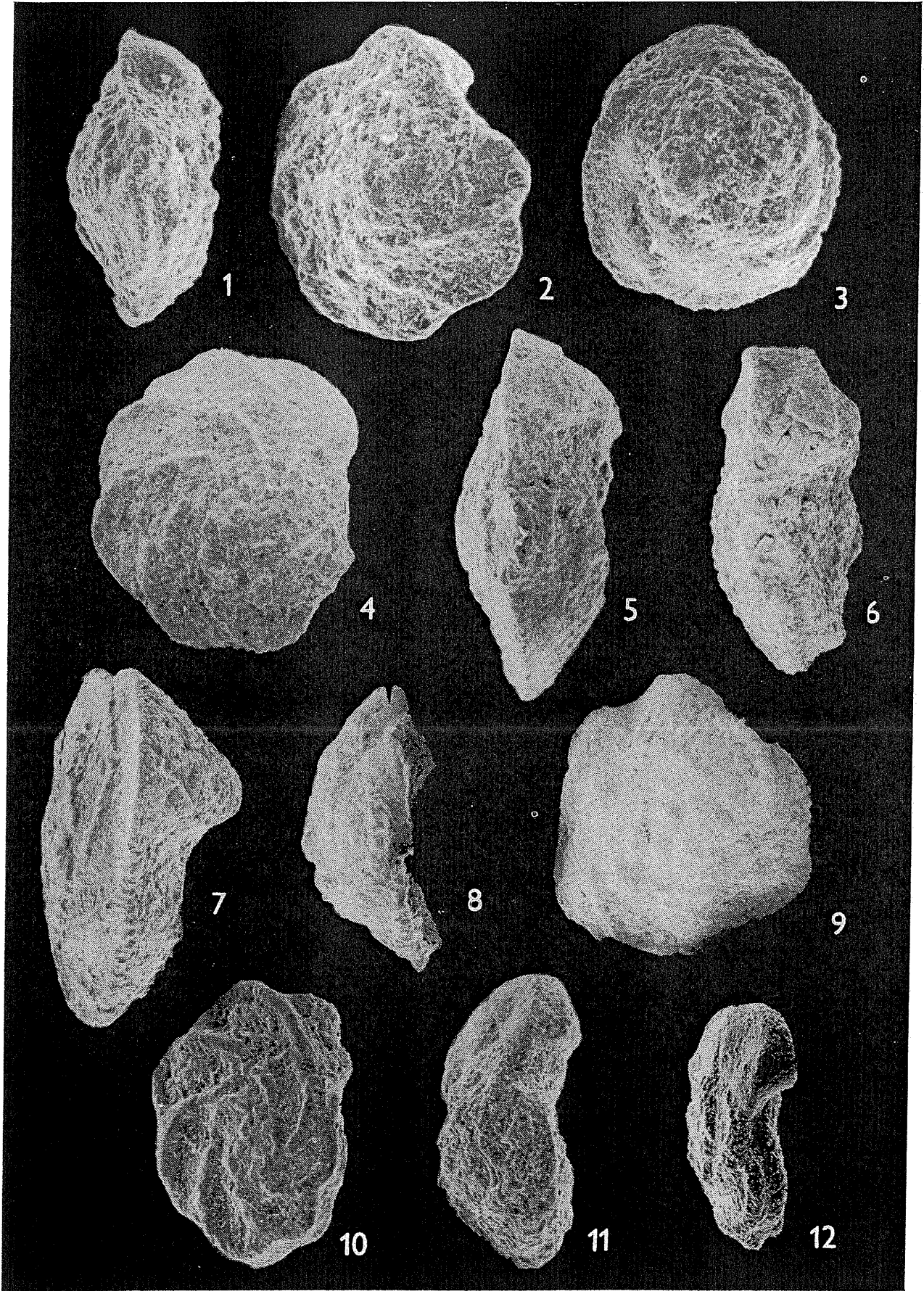


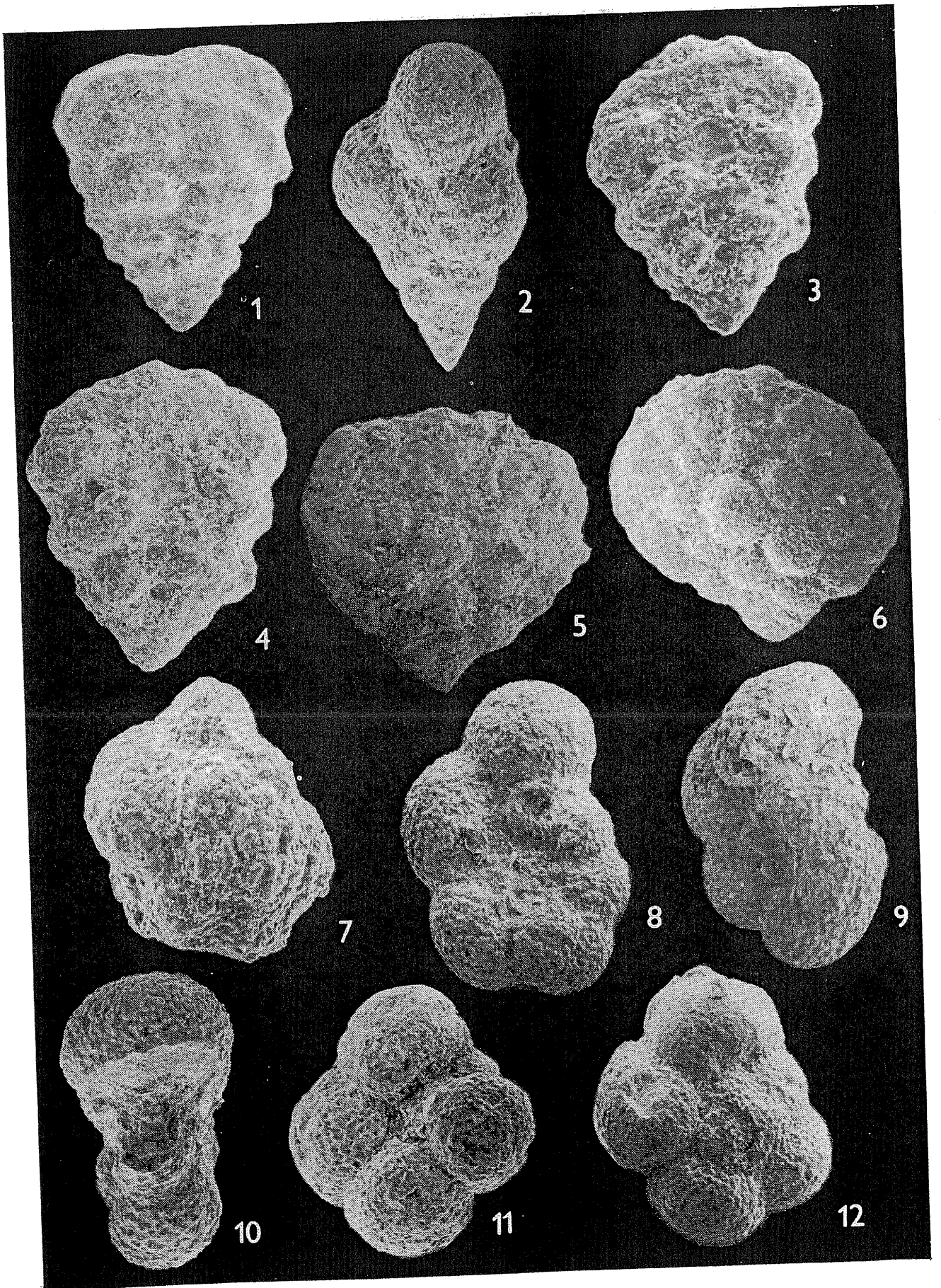


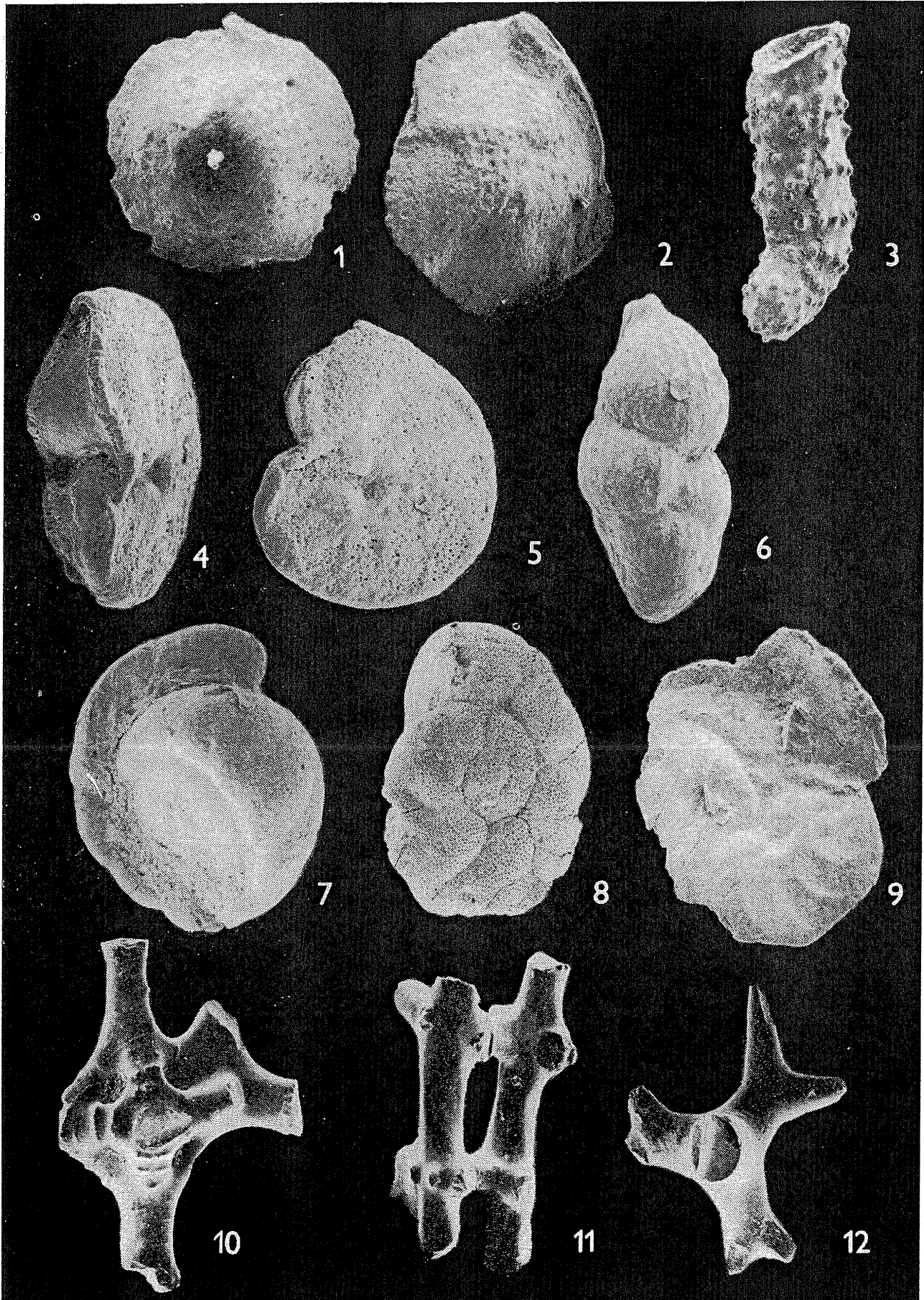






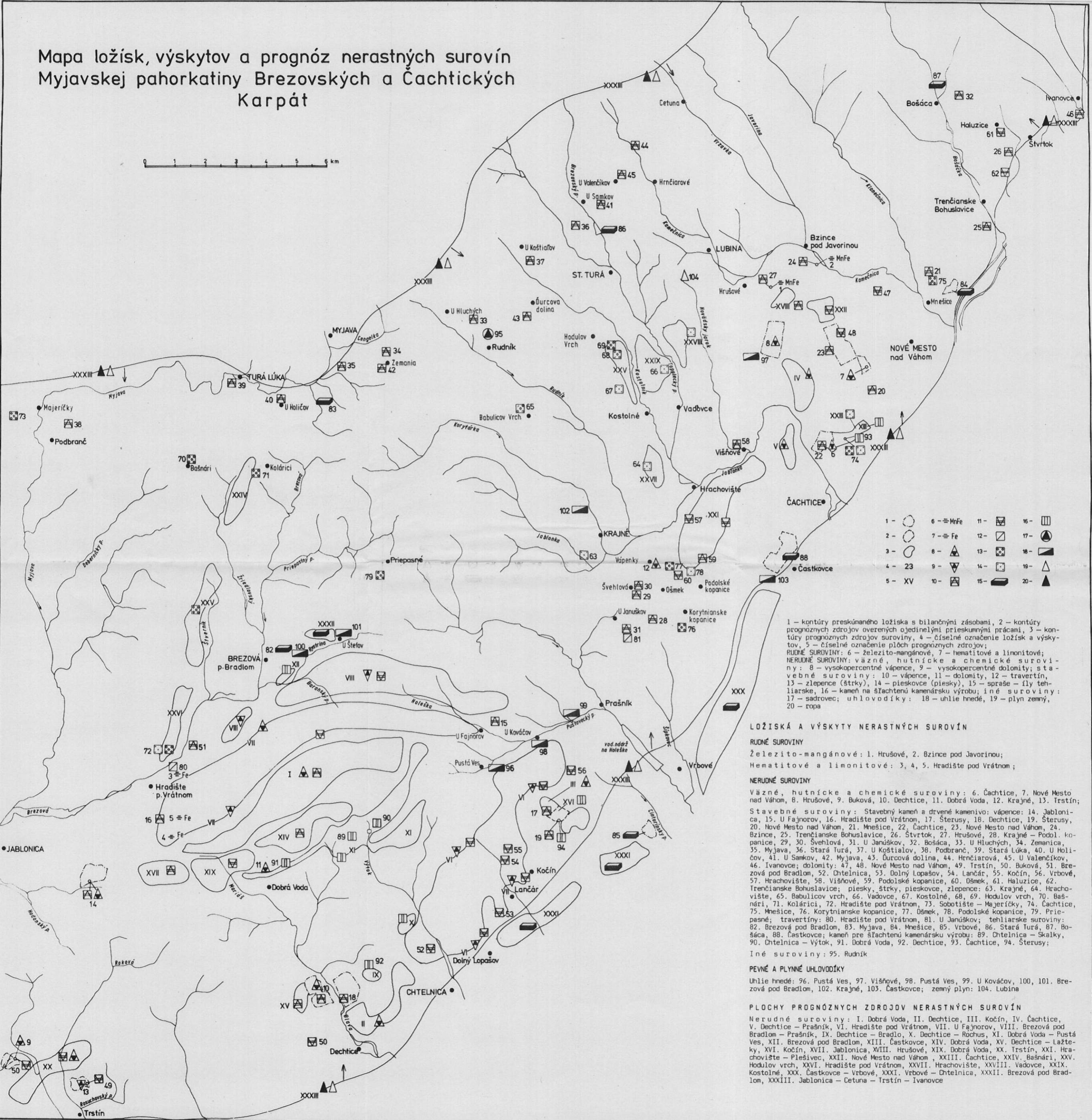






Mapa ložísk, výskytov a prognóz nerastných surovín Myjavskej pahorkatiny Brezovských a Čachtických Karpát

0 1 2 3 4 5 6 km



1 - ○	6 - MnFe	11 - □	16 - □
2 - ○	7 - Fe	12 - □	17 - ○
3 - ○	8 - ▲	13 - □	18 - □
4 - 23	9 - ▼	14 - □	19 - ▲
5 - XV	10 - □	15 - □	20 - ▲

1 - kontúry preskúmaného ložiska s bilančnými zásobami, 2 - kontúry prognózných zdrojov overených ojedinelými prieskumnými prácami, 3 - kontúry prognózných zdrojov surovín, 4 - číselné označenie ložísk a výskytov, 5 - číselné označenie plôch prognózných zdrojov;
RUDNÉ SUROVINY: 6 - železito-mangánové, 7 - hematitové a limonitové;
NERUDNÉ SUROVINY: 8 - vysokopercentné vápence, 9 - vysokopercentné dolomity; stavebné suroviny: 10 - vápence, 11 - dolomity, 12 - travertín, 13 - zlepenec (štrky), 14 - pieskovce (piesky), 15 - sprae - fly tehliarske, 16 - kameň na šachtenu kamenársku výrobu; iné suroviny: 17 - sadrovec; uhľovodíky: 18 - uhlie hnedé, 19 - plyn zemný, 20 - ropa

LOŽISKÁ A VÝSKYTÝ NERASTNÝCH SUROVÍN

RUDNÉ SUROVINY
 Železito-mangánové: 1. Hrušové, 2. Bzince pod Javorinou;
 Hematitové a limonitové: 3, 4, 5. Hradište pod Vrátňom;
NERUDNÉ SUROVINY
 Vážne, hutnícke a chemické suroviny: 6. Čachtice, 7. Nové Mesto nad Váhom, 8. Hrušové, 9. Buková, 10. Dechtice, 11. Dobrá Voda, 12. Krajné, 13. Trstín;
 Stavebné suroviny: Stavebný kameň a drvené kamenivo: vápence: 14. Jablonica, 15. U Fajnorov, 16. Hradište pod Vrátňom, 17. Šterusy, 18. Dechtice, 19. Šterusy, 20. Nové Mesto nad Váhom, 21. Mnešice, 22. Čachtice, 23. Nové Mesto nad Váhom, 24. Bzince, 25. Trenčianske Bohuslavice, 26. Štvrtok, 27. Hrušové, 28. Krajné - Podol. kopanice, 29, 30. Švehlová, 31. U Januškov, 32. Bošáca, 33. U Hluchých, 34. Zemanica, 35. Myjava, 36. Stará Turá, 37. U Košťalov, 38. Podbranč, 39. Stará Lúka, 40. U Holičov, 41. U Samkov, 42. Myjava, 43. Ďurcova dolina, 44. Hrnčiarová, 45. U Valenčíkov, 46. Ivanovca, 47, 48. Nové Mesto nad Váhom, 49. Trstín, 50. Buková, 51. Brezová pod Bradlom, 52. Čhtelnica, 53. Dolný Lopašov, 54. Lančár, 55. Kočín, 56. Vrbové, 57. Hrachovište, 58. Višňové, 59. Podolské kopanice, 60. Ošmek, 61. Haluzice, 62. Trenčianske Bohuslavice; piesky, štrky, pieskovce, zlepenec: 63. Krajné, 64. Hrachovište, 65. Babulicov vrch, 66. Vadovce, 67. Kostolné, 68, 69. Hodulov vrch, 70. Bašnári, 71. Kolárci, 72. Hradište pod Vrátňom, 73. Sobotište - Majeričky, 74. Čachtice, 75. Mnešice, 76. Korytnianske kopanice, 77. Ošmek, 78. Podolské kopanice, 79. Prieipasné; travertíny: 80. Hradište pod Vrátňom, 81. U Januškov; tehliarske suroviny: 82. Brezová pod Bradlom, 83. Myjava, 84. Mnešice, 85. Vrbové, 86. Stará Turá, 87. Bošáca, 88. Častkovce; kameň pre šachtenu kamenársku výrobu: 89. Čhtelnica - Skalky, 90. Čhtelnica - Výtok, 91. Dobrá Voda, 92. Dechtice, 93. Čachtice, 94. Šterusy;
 Iné suroviny: 95. Rudník
PEVNÉ A PLYNNÉ UHĽOVODÍKY
 Uhlie hnedé: 96. Pustá Ves, 97. Višňové, 98. Pustá Ves, 99. U Kováčov, 100, 101. Brezová pod Bradlom, 102. Krajné, 103. Častkovce; zemný plyn: 104. Lubina

PLOCHY PROGNÓZNÝCH ZDROJOV NERASTNÝCH SUROVÍN
 Nerudné suroviny: I. Dobrá Voda, II. Dechtice, III. Kočín, IV. Čachtice, V. Dechtice - Prašník, VI. Hradište pod Vrátňom, VII. U Fajnorov, VIII. Brezová pod Bradlom - Prašník, IX. Dechtice - Bradlo, X. Dechtice - Róchus, XI. Dobrá Voda - Pustá Ves, XII. Brezová pod Bradlom, XIII. Častkovce, XIV. Dobrá Voda, XV. Dechtice - Lažteky, XVI. Kočín, XVII. Jablonica, XVIII. Hrušové, XIX. Dobrá Voda, XX. Trstín, XXI. Hrachovište - Plešivec, XXII. Nové Mesto nad Váhom, XXIII. Čachtice, XXIV. Bašnári, XXV. Hodulov vrch, XXVI. Hradište pod Vrátňom, XXVII. Hrachovište, XXVIII. Vadovce, XXIX. Kostolné, XXX. Častkovce - Vrbové, XXXI. Vrbové - Čhtelnica, XXXII. Brezová pod Bradlom, XXXIII. Jablonica - Cetuna - Trstín - Ivanovca